VERWITTERUNG UND ENTSPANNUNG BEI ÜBERKONSOLIDIERTEN TONIG-SCHLUFFIGEN GESTEINEN SÜDWESTDEUTSCHLANDS

Dissertation

zur Erlangung des Grades eines Doktors
der Naturwissenschaften

der Mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Eberhard-Karls-Universität zu Tübingen

vorgelegt von

Eugen Wallrauch

aus Stuttgart

1969

1968

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547604_0049

Dissertationsdruck · W. Blasaditsch · 89 Augsburg · Th.-Heuss-Platz 3

VERWITTERUNG UND ENTSPANNUNG BEI ÜBERKONSOLIDIERTEN TONIG-SCHLUFFIGEN GESTEINEN SÜDWESTDEUTSCHLANDS

D i s s e r t a t i o n

zur Erlangung des Grades eines Doktors
der Naturwissenschaften

der Mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Eberhard-Karls-Universität zu Tübingen

vorgelegt von
Eugen Wallrauch
aus Stuttgart

1969

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Tag der mündlichen Prüfung: 19.12.1968

Dekan: Prof. Dr. H. Blume

Berichterstatter: Prof. Dr. G. Einsele

Prof. Dr. R. Schönenberg

Vorwort

An dieser Stelle möchte ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr.G. EINSELE für seine wertvollen Anregungen und stetige Hilfsbereitschaft bei der Abfassung dieser Arbeit herzlichst danken. Bei gemeinsamen Diskussionen im Gelände und im Institut nahmen unter seinem erfahrenen Rat viele Gedankengänge der vorliegenden Arbeit Gestalt an.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr.R. SCHÖNENBERG, danke ich herzlich für die gründliche geologische Schulung und Schärfung des Blickes für Details und großräumige Zusammenhänge.

Für die Einführung in einige Grundlagen der Bodenmechanik bin ich Herrn Abteilungsleiter Dr.Ing. K.F. HENKE, Universität Stuttgart, dankbar.

Herrn Prof. Dr.G. MÜLLER, Universität Heidelberg, gilt mein Dank für die Durchführung von Röntgengoniometeraufnahmen.

Für eine großzügige finanzielle Unterstützung habe ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft zu danken.

I N H A L T

Seite

1. Einleitung 1

1.1. Methodische Abgrenzung der Arbeit 2

1.2. Geologisch-morphologische Charakterisierung des Untersuchungsgebietes; Auswahl der Untersuchungsstellen 4

1.3. Literatur und Bedeutung der Untersuchungen auf dem Grenzgebiet Bodenmechanik-Geologie 7

1.4. Allgemeines über den Verwitterungsmechanismus bei pelitischen Gesteinen 10

2. Untersuchte Verwitterungsprofile 13

2.1. Punktförmige Aufschlüsse in Horizonten des Jura 13

2.11 Aufschlußbeschreibungen, Mächtigkeiten und bodenphysikalische Eigenschaften der einzelnen Verwitterungsgrade 13

2.2. Verwitterungsprofil und Gelände 25

2.21 Opalinuston bei Balingen und Hechingen 25

2.211 Ergebnisse der Felduntersuchungen bei Balingen und Hechingen 26

2.22 Opalinuston bei Oberrombach (Aalen) 40

2.221 Ergebnisse der geologischen Grabenaufnahme bei Oberrombach 40

2.222 Ergebnisse der bodenphysikalischen Grabenaufnahme 44

3. Das Verwitterungsprofil, synoptische Beschreibung 46

3.1. Charakterisierung und Eigenschaften des Verwitterungsprofils 46

3.2. Dynamische Vorgänge im Verwitterungsprofil 52

3.3. Abgrenzung von Verwitterungsgraden 58

Seite

3.31 Bedeutung und Art der Abgrenzung 58

3.32 Definition der Grenzen für die einzelnen Verwitterungsgrade 62

3.321 Felduntersuchungsmerkmale für die Verwitterungsgrade 65

3.322 Bodenphysikalische Unterscheidungsmerkmale und Aufschlußbilder für die Verwitterungsgrade 67

3.33 Mächtigkeiten der einzelnen Verwitterungsgrade 70

3.4. Diskontinuierlicher Aufbau des Verwitterungsprofils 70

3.5. Gang der Korngrößenzerkleinerung im Verwitterungsprofil 72

3.51 Kornform der Verwitterungsreste bei den verschiedenen geologischen Horizonten 75

3.6. Definition des Verwitterungsgradienten 76

4. Einfluß exogener Faktoren auf das Verwitterungsprofil 80

4.1. Interpretation der Feldaufnahmen bei Balingen und Hechingen 80

4.11 Vergleich zwischen Verwitterungsprofilen unter Wald und Freiland 81

4.12 Beobachtungen über Schwell- und Schrumpfprozesse 82

4.13 Vergleich zwischen Verwitterungsprofilen in unterschiedlichen Expositionen 85

4.14 Beobachtungen über stärker verwitterte und wasserführende Zonen im Verwitterungsprofil 89

4.15 Beobachtungen über den Einfluß des Hanganstiegs 90

4.2. Interpretation der Untersuchungsergebnisse bei Oberrombach 92

4.21 Horizontale Entwicklung des Verwitterungsprofils 92

Seite

4.22 Deutung des Verwitterungsmechanismus im ektodynamomorphen Profilabschnitt 94

4.23 Durchlässigkeitsversuche im Untersuchungsgebiet Oberrombach 99

4.24 Veränderungen einiger bodenphysikalischer Werte im Plastizierungsprozeß 100

4.3. Vergleich mit ähnlichen, nicht jurassischen Sedimenten in Südwestdeutschland 102

5. Mineralogische Untersuchungen 104

6. Gleitzonen 109

6.1. Feldbeobachtungen 109

6.2. Vermutete Entstehung von Gleitzonen 112

7. Horizontale Entspannungsbewegungen der überkonsolidierten Pelite 115

7.1. Vorbemerkungen 115

7.2. Geländebeobachtungen 116

7.3. Auswertung der Feld- und Laborergebnisse für das Untersuchungsgebiet am Hofbühl bei Neuhausen/Erms 128

7.4. Zeitliche Einstufung der Bewegungsvorgänge am Hofbühl 133

7.5. Deutung der Feld- und Laborergebnisse 134

7.51 Verschiedene Arten der horizontalen Bewegungen im Verwitterungsprofil 134

7.52 Bodenmechanische Grundlagen 138

7.521 Verformungen durch Wasseraufnahme 139

7.522 Vergleich der Feldbeobachtungen mit den interpretierten Laborergebnissen 142

7.53 Bedeutung der Kleinfugen 143

7.531 Entstehung der Kleinfugen 145

7.532 Wirkung der Kleinfugen 147

Seite

7.6. Feldbeobachtungen über horizontale Bewegungen in Mergel- und Kalksteinen 150

7.61 Beobachtungen früherer Autoren und atektonischer Deutungsversuch von Einengungsspuren 154

7.7. Bedeutung der horizontalen Verschiebungsflächen 155

7.8. Vergleich der jurassischen Pelite mit dem "London-Ton" (Großbritannien) und dem "Bearpaw-shale" (Kanada) 156

7.81 Zur Grenzneigung stabiler Hänge im "London-Ton" und in den jurassischen Peliten Südwestdeutschlands 159

7.9. Geschwindigkeit der Formänderungen 161

7.10. Vergleich mit BJERRUM's Theorie über horizontale Bruchflächen 162

8. Die Sonderstellung des Knollenmergels 167

9. Durchführung der Laborversuche 175

Zusammenfassung 177

Literatur 180

Abkürzungen

E	=	Elastizitäts- bzw. Verformungsmodul
n	=	Porenvolumen (%)
S	=	Sättigungsgrad (%)
S_r	=	Schrumpfmaß, räumlich (%)
$V_1 - V_5$	=	Verwitterungsgrade 1 bis 5
w	=	Wassergehalt im allgemeinen (%)
w_a	=	Wassergehalt bei der Ausrollgrenze (%)
w_f	=	Wassergehalt bei der Fließgrenze (%)
w_n	=	natürlicher Wassergehalt (%)
ε	=	Porenziffer
γ_n	=	Raumgewicht (p/cm^3)
γ_s	=	spezifisches Gewicht (p/cm^3)
μ	=	Poisson-Ziffer
τ	=	Scherspannung; in Abb. 3 - 15 = Flügelsonden - Scherfestigkeit

1. Einleitung

Betrachtet man die relativ dünne, belebte Bodendecke als empfindlichen Indikator zwischen der Atmosphäre und der Lithosphäre, welcher Änderungen der Umwelt sofort anzeigt, so gilt das in abgeschwächtem Maße auch für das darunter folgende Verwitterungsprofil eines jeden Gesteins. Besonders bei tonigen und schluffigen Sedimenten ist der oberflächennahe Profilabschnitt wesentlich vielgestaltiger als der des tieferliegenden, anstehenden Gebirges. Ausgedehnten, mächtigen und gleichförmigen geologischen Körpern kann ein rascher Wechsel verschiedener und in sich gegliederter Verwitterungsprofile gegenüberstehen. Diese entstehen durch die komplexen Prozesse der Verwitterung, bei welchen die Gesteine durch physikalische, chemische und biologische Vorgänge mit den an der Geländeoberfläche herrschenden Bedingungen ins Gleichgewicht gebracht werden. Dabei verlaufen die Veränderungen derart, daß die freie Energie des Systems abnimmt. Obwohl dieser Prozeß an Ort und Stelle stattfindet, verhindert die Dynamik an der Erdoberfläche einen endgültigen, statischen Zustand. Dazu tragen in unseren geographischen Breiten hauptsächlich die jahreszeitlich wechselnden klimatischen Verhältnisse, die damit im Zusammenhang stehenden Prozesse der Denudation und Erosion sowie natürlich und künstlich erzeugte biotische Faktoren bei, die mit ihrer vielfältigen Wirkungsweise die einzelnen Verwitterungsvorgänge steuern.

Verwitterungsprofile dürfen jedoch nicht lediglich als Reaktionsprodukte der Umwelteinflüsse, wie z.B. der Inklination, der Exposition und des Klimas betrachtet werden, denn neben diesen exogenen Faktoren spielen im Verwitterungsprozeß auch Kräfte eine Rolle, die im Verlauf der Diagenese im Sediment gespeichert wurden und nun infolge Entlastung wirksam werden können. Es handelt sich um das Phänomen der Entspannung, welches über den Prozeß der Erosion zwar indirekt von den Umwelteinflüssen abhängig ist, mit seinen Auswirkungen jedoch wesentlich tiefer reicht als die eigentliche Pedosphäre. Dieser

Mechanismus der Entspannung und Auflockerung gewinnt mit abnehmender Überdeckung immer mehr an Bedeutung. Er wird aber schließlich in zunehmendem Maße von den zerlegenden Agenzien der von außen eindringenden Kräfte, wie beispielsweise der Schwerkraft, der Kristallisationsdrücke und der chemischen Prozesse überprägt.

Ein Verwitterungsprofil entsteht also aufgrund eines zweiphasigen Vorgangs. Man kann theoretisch einen zweischichtigen Aufbau erwarten. Einmal einen etwas gleichförmigen, tieferen Abschnitt, der vom Ausgangsgestein, dessen Geschichte (Ausmaß der Diagenese, Grad der Dekonsolidation) und dessen Petrographie stärker abhängt. Zum anderen eine wechselhaftere, oberflächennahe Zone, welche sich auch zeitlich gesehen rascher verändern kann.

In Anlehnung an die bodenkundliche Terminologie (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1960) wird in der vorliegenden Arbeit daher zwischen ektodynamomorphen und endodynamomorphen Abschnitten im Profil unterschieden, je nachdem, ob bei seiner Gestaltung die äußeren Kräfte überwiegen oder ob der Charakter des Ausgangsgesteins beherrschend ist.

Für geomorphologische Fragen, aber auch für Probleme der allgemeinen Geologie ist das Verstehen des Verwitterungsprozesses kalkarmer pelitischer Gesteine von Interesse. Für den Zweig der angewandten Geologie, welcher mit den Ingenieurwissenschaften Berührungspunkte hat, ist die Kenntnis der Eigenschaften und des Verhaltens solcher Gesteine eine Notwendigkeit.

1.1. Methodische Abgrenzung der Arbeit

Untersuchungen von verwittertem pelitischen Material sollten eigentlich in drei Stufen erfolgen. Ein sinnvoller Ausgangspunkt wäre die Erforschung der Vorgänge im Molekularbereich

mit den Prozessen an den Grenzflächen der kleinsten Sedimentpartikel. Sodann könnten die Erscheinungen im Handstück, die strukturellen und texturellen Eigenschaften des Gesteins mit ihren wechselseitigen Beziehungen zum Wasser und anderen Einflüssen studiert werden. Zum Abschluß käme dann noch schließlich die Betrachtung größerer Geländeabschnitte mit Beobachtungen über Geländeform, Rissebildung, Auswirkungen der Vegetation u.a. hinzu. Erst eine enge Verknüpfung aller drei Untersuchungsbereiche könnte die Probleme bei Verwitterungsvorgängen voll umreißen. Außerdem wäre im Überschneidungsbereich der Geowissenschaften Geologie, Geographie, Petrographie-Mineralogie, Boden- und Felsmechanik sowie Bodenkunde eine integrale Betrachtungsweise mit den Hilfsmitteln all dieser Disziplinen erstrebenswert.

In der vorliegenden Arbeit wird indessen versucht, das Problem vor allem geologisch zu behandeln, wobei auch einige Methoden und Arbeitsweisen der Bodenmechanik und Mineralogie mit zur Anwendung kommen. Durch Geländebeobachtungen und Beschreibungen von makroskopisch sichtbaren Veränderungen im Verwitterungsprofil soll ein Beitrag zur Erforschung von Verwitterungsbildungen bei pelitischen Gesteinen geleistet werden.

Für viele Gebiete der Praxis wäre eine kartenmäßige Darstellung von Verwitterungstypen, wie sie als elementare Gebilde aus der Verwitterung hervorgehen, von unschätzbarem Nutzen. Voraussetzung dazu ist allerdings eine Systematik der Phänotypen, wie sie bis jetzt noch nicht besteht. Umfangreiche, zeitaufwendige Feld- und Laboruntersuchungen sind dazu erforderlich. Sie hätten den Rahmen dieser Arbeit weit überschritten. Aus diesem Grunde ist das Ziel der Untersuchungen die Feststellung von grundsätzlichen Gesetzmäßigkeiten des Verwitterungsprofils überkonsolidierter pelitischer Gesteine im südwestdeutschen Raum, verbunden mit dem Versuch, einige Eigenschaften mittels verschiedener Labor- und Feldtests zahlenmäßig zu erfassen. Besonderes Augenmerk wird stets darauf gerichtet, wie diese Eigenschaften die Standsicherheit beeinflussen.

1.2. Geologisch-morphologische Charakterisierung des Untersuchungsgebietes; Auswahl der Untersuchungsstellen

Das Untersuchungsgebiet, Vorland und Fuß der Schwäbischen Alb, besteht aus einem nahezu horizontal liegenden, konkordanten Schichtpaket von kalkigen, sandigen und schluffig-tonigen, z.T. festländischen (Keuper) und marinen (Jura) Sedimenten mit unterschiedlicher Mächtigkeit und Härte. (Eine zusammenfassende Darstellung des Schichtaufbaus geben z.B. GEYER & GWINNER, 1964.) Nur lokal tritt eine germanotype Zerrungstektonik stärker hervor. Die morphologische Ausgestaltung zu einer reich zertalten Schichtstufenlandschaft beginnt mit dem Ende der Tertiärzeit.

Die einzelnen, über viele Kilometer meist völlig gleichförmig ausgebildeten tonig-schluffigen Stufen und Horizonte, denen das Interesse dieser Arbeit gilt, nehmen heute im morphologischen Profil fast immer eine mehr oder weniger ausgeprägte Hangposition ein. Sie besitzen Mächtigkeiten von Meterbeträgen bis über 100 m. Damit im Zusammenhang steht eine unterschiedliche Reliefenergie, jeweils nach dem wechselnden Gesteinscharakter der liegenden und hangenden Schichten. Das heißt, trotz ähnlicher petrographischer Eigenschaften streichen geringmächtige Schichtglieder häufig an steileren Hängen aus (z.B. Dogger ζ, s. Abb. 1) und mächtigere Horizonte können auch Verebnungsflächen bilden (z.B. Dogger α, s. Abb. 1).

Aufgrund der geologischen Vorbelastung schwankt das Überkonsolidationsverhältnis (der Quotient zwischen der bereits abgetragenen und der noch wirksamen Sedimentlast) der interessierenden Gesteine - sie werden im landläufigen Sprachgebrauch Schiefertone [1] genannt - für eine Aufschlußtiefe von 5 m je

1) In dieser Arbeit wird der im süddeutschen Raum übliche Begriff "Schieferton" vermieden. Die Gesteine bestehen weder mineralogisch noch korngrößenmäßig ausschließlich aus Ton und besitzen auch keine Schieferung i.e.S. Besonders im Hinblick auf bessere Vergleichsmöglichkeiten mit Arbeiten außereuropäischer Autoren erscheint der neutrale Ausdruck "kalkarme Pelite" günstig. Die Festigkeit im unverwitterten Zustand kommt dann durch den Zusatz "überkonsolidiert" zum Ausdruck.

nach der Position im geologischen Profil zwischen etwa 100 und 180 bzw. zwischen 80 und 120 je nach der geographischen Lage. Diese Zahlen beziehen sich auf ein theoretisch grundwasserfreies Gebirge. Sie stellen daher Maximalwerte dar.

			Landesübliche Benennung:	Mächtigkeiten im mittleren Teil der Schwäbischen Alb
	Weißer Jura (Malm)	Wjα	Impressamergel Transversariusm.	[Meter] 100
Jura	Brauner Jura (Dogger)	Bj. ζ	Ornatenton	25 - 28
		Bj. ε		2 - 6
		Bj. δ		30 - 45
		Bj γ		25 - 40
		Bj β	Ludwigienschichten	55 - 75
		Bj α	Opalinuston	90 - 120
	Schwarzer Jura (Lias)	l ζ		1 - 10
		l ε		4 - 14
		l δ	Amaltheenton	12 - 25
		l γ		10 - 12
		l β	Turneriton	20 - 35
		l α		20 - 30
Trias	Keuper	ko		0 - 5
		km5	Knollenmergel	20 - 30
		km4	Stubensandstein	75

Abb.1 : Schematisches geologisches Profil (Die näher untersuchten Horizonte sind durch Schraffur hervorgehoben)

Das Gebiet liegt im gemäßigt humiden, submontanen Klimabereich. Trotz einheitlicher klimatischer Geschichte im Untersuchungsgebiet zeigen sich mannigfaltige Erscheinungsbilder der Verwitterung in Verbindung mit den übrigen exogenen Faktoren. Daher sind die Untersuchungsstellen nach folgenden Gesichtspunkten ausgewählt: Die Untersuchungsergebnisse sollen möglichst wenig von lokalen Besonderheiten beeinflußt werden, um für ein größeres Gebiet Gültigkeit zu besitzen. Weiter ist es wün-

schenswert, daß die Lage der Untersuchungspunkte keine unmittelbare Abhängigkeit von den hangenden oder liegenden Gesteinskomplexen erkennen läßt, in morphologischer Hinsicht etwa eine Mittelstellung einnimmt, und daß die Möglichkeit besteht, verschiedene Expositionen und unterschiedlichen Bewuchs zu berücksichtigen. Schließlich liegt es nahe, Profile in solchen Horizonten bevorzugt zu erkunden, bei denen die oberflächennahen Massenbewegungen morphologisch und bautechnisch eine starke Bedeutung haben. Im süddeutschen Raum denkt man dabei zunächst an den Knollenmergel und an den Braunjuraα, die beide relativ dicht besiedelt sind. In Betracht kommen auch andere relativ mächtige Schichtpakete, deren Stellung im schematischen geologischen Profil auf Abb. 1 dargestellt ist.

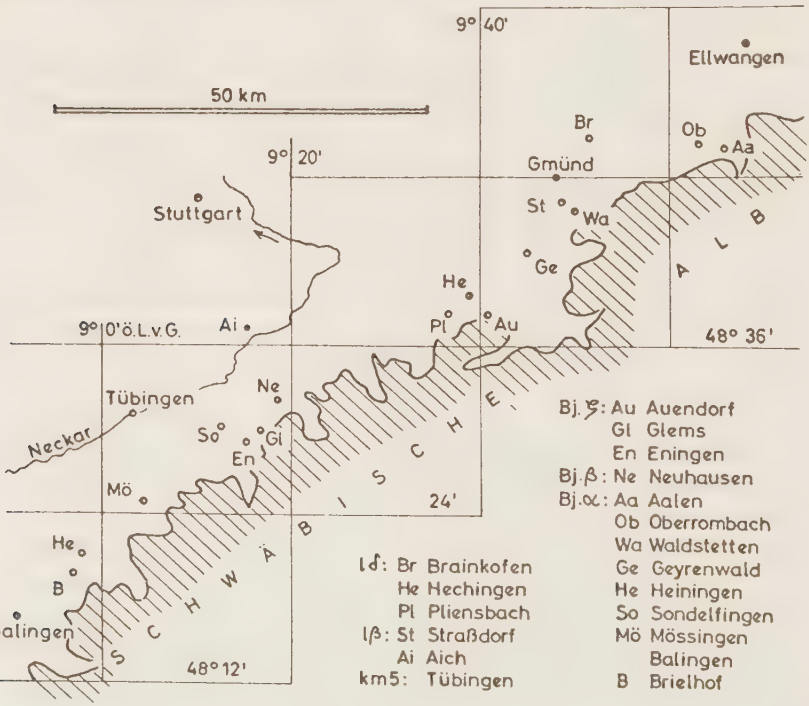


Abb. 2 : Kartenskizze mit den Hauptaufschlußpunkten

Es handelt sich um die Schichten des Schwarzen Jura β und δ, des Braunen Jura β, δ und ζ, erkundet mit einzelnen Schwerpunkten in einem etwa 120 km langen und maximal 20 km breiten Gebietsstreifen nördlich der Schwäbischen Alb zwischen den Orten Balingen, Tübingen, Stuttgart, Gmünd und Ellwangen. In erster Linie bieten sich Rutschstellen oder Bau- und Ziegeleigrubenaufschlüsse in den betreffenden geologischen Horizonten an, sofern ihre Lage die obigen Forderungen erfüllen. Die so ausgewählten Hauptaufschlüsse sind in der Kartenskizze (Abb. 2) getrennt nach ihrer geologischen Position eingezeichnet.

1.3. Literatur und Bedeutung der Untersuchungen auf dem Grenzgebiet Bodenmechanik-Geologie

Das Interesse des Geologen beginnt üblicherweise erst mit dem unverwitterten Gestein. Auf Karten müssen geringmächtige Verwitterungsdecken ignoriert werden. Die belebte Bodenzone bearbeiten Forscher der Bodenkunde. Für das Untersuchungsgebiet haben sich zwar viele Geologen im Laufe der Jahre einen großen Erfahrungsschatz bei der Beurteilung verwitterter Gesteine angeeignet, Literatur jedoch, die eventuell auch die interessierte Praxis anderer Fachgebiete heranziehen könnte, existiert so gut wie nicht. Dabei steigt dieses Interesse vor allem von Seiten des Erd- und Grundbaus stetig. Diese überall in der Welt gültige Feststellung führt dazu, daß der Abschnitt im Aufschluß- oder Bohrprofil zwischen der Pedosphäre und der unverwitterten Lithosphäre den Bauingenieurwissenschaften überlassen wird, woraus sich - in Verbindung mit anderen Problemen - in den letzten Jahrzehnten die selbständige Wissenschaft der Bodenmechanik entwickelt hat.

Zweifelsfrei ist diese enge Verbindung zu den Ingenieurwissenschaften überall dort der richtige Weg, wo ein enger Kontakt zwischen einer Konstruktion und dem Baugrund besteht. Andererseits geht aber die mathematisch-geometrische Behandlung mancher Themen häufig an den Fakten genauer Geländebeobachtungen vorbei, wie es oft an Rutschungen geschieht.

Der Umstand, daß sich die geologische Forschung von diesem Sektor etwas fernhält ist umso bedauerlicher, als sie sich dadurch auch die Möglichkeit nimmt, rein geologische Probleme auf einem anderen und bisher kaum beschrittenen Weg zu erkennen und zu lösen. Ausgenommen davon sind die Untersuchungen der Entspannungs-Klüftung (zuletzt bearbeitet von KRAUSE, 1966). Eine Behandlung tonig-schluffiger, kalkarmer Gesteine erfolgt jedoch auch hier nicht. Gerade in einem solchen Sediment, dem nahezu klassisch zu nennenden Untersuchungsobjekt der Bodenmechanik, dem London-Ton, liefern WARD et al. (1959, 1965) und WHITAKER & COOKE (1966) aufgrund detaillierter Untersuchungen für Ingenieurbauten wertvolle regionalgeologische Hinweise für die Größe und Form des eozänen Sedimentationsraumes, wozu sie die Phänomene der Kleintektonik heranziehen. Sind es dort vorwiegend Risse, so kommen in unserem Raum Schichtung und Klüftung in Frage, also Erscheinungen, die besonders bei Peliten empfindliche Indikatoren für Druckunterschiede darstellen. In der einfach erscheinenden geologischen Situation des schwäbischen Schichtstufenlandes wäre die Frage interessant, wie und in welcher Tiefe Schichtflächen sichtbar werden, wobei sich u.a. minimale regionale Tektonik sowie auch paläogeographische Hinweise erkennen ließen.

Auch von der bodenmechanischen Seite gibt es für das untersuchte Gebiet und Problem keine publizierte deutschsprachige Arbeit. Kommerzielles Denken verhindert hier eine befruchtende Diskussion zwischen konkurrierenden Instituten, wie sie vor allem in den angelsächsischen und skandinavischen Ländern festgestellt wird.

Drei Dissertationen vom Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Stuttgart befassen sich zum Teil mit Rutschungen im württembergischen Raum. FICKERT (1938) diskutiert die Eigenschaften einiger Knollenmergelproben, TRAUZETTEL (1962) beschreibt einige Schadensfälle im Knollenmergel und vor allem dessen bautechnische Eigenschaften, während KLOPP (1957) sowohl für den Knollenmergel als auch für den Opalinuston im

Raum Hechingen das Vorhandensein naturgegebener Einflüsse, wie Quellen, Vegetation und Exposition auf die Rutschungsintensität nachweist. Weniger speziell über Ursachen und Voraussetzungen bei Rutschungen in bindigen Gesteinen schreiben OSTENDORFF (1951) und WEIDENBACH (1965).

Das Phänomen der Verwitterung im Opalinuston sowie die Rutschneigung verwitterter Schiefertone bearbeitet EINSELE (1959, 1961) mit Aufschlüssen beim Bau der ersten Bodenseefernwasserleitung. Diese zwei Veröffentlichungen meines Lehrers sind der Ausgangspunkt für die vorliegende Arbeit. Einige Grundgedanken dazu befinden sich in einer gemeinsamen Abhandlung (EINSELE und WALLRAUCH, 1964).

Der in Südostengland wichtige eozäne London-Ton und der oberkretazische Bearpaw-shale Kanadas sind Forschungsobjekte zahlreicher Autoren. Sie liefern vor allem in bodenmechanischer Sicht grundlegende und allgemein gültige Ergebnisse für die Beurteilung überkonsolidierter toniger und schluffiger mariner Sedimente. Für die vorliegende Arbeit interessieren dabei Veröffentlichungen, die sich mit der sog. Langzeitstandsicherheit befassen. Hier sind zu nennen HENKEL (1957), SKEMPTON (1964) sowie SKEMPTON and DeLORY (1957), welche die Stabilität natürlicher Hänge beschreiben. Über Verwitterungs- und Entspannungserscheinungen berichtet PETERSON (1954, 1958, 1960) und vor allem SKEMPTON (1961). BJERRUM (1966) publiziert schließlich eine zusammenfassende Arbeit mit Beispielen aus zahlreichen Ländern über das Zustandekommen von Rutschungen und Kriechvorgängen, wobei den Entspannungserscheinungen größere Beachtung geschenkt wird. Dabei entwickelt BJERRUM auch eine Theorie über horizontale Gleitflächen, die durch Entspannungskräfte verursacht werden. Solche Massenverlagerungen ohne Beteiligung der Schwerkraft kommen in der hier vorliegenden Arbeit erstmals zur Darstellung. Gedeutet als atektonische Phänomene werden sie anderen lokalen Einengungsformen im südwestdeutschen Raum zugeordnet. Dazu zählen flache Überschiebungen, kleine Faltenstrukturen, Flexuren und horizontale Harnische, die schon mehrere Autoren als Besonderheiten beschreiben.

1.4. Allgemeines über den Verwitterungsmechanismus bei pelitischen Gesteinen

Zwei Vorgänge bestimmen den Verwitterungsmechanismus bei den in dieser Arbeit untersuchten Gesteinen: die Zerlegung des nahezu homogenen Ausgangsgesteins durch Klüfte und Schichtfugen in quaderförmige oder plattige Körper, d.h. die vorbereitende Verwitterung, und die Plastizierung dieser Elemente. Abgesehen von dem mechanischen Zerbrechen der Pelitkörper infolge Bewegungen in Oberflächennähe, sind beide Prozesse letzten Endes stark miteinander verwandt. Sie beruhen auf den Kräften an den Grenzflächen der kleinsten Sedimentpartikel. Eine große Bedeutung haben dabei die diagenetischen Bindungen.

Die Erforschung der diagenetischen Bindungen einerseits und der ihnen entgegenwirkenden Kräfte andererseits steht für die untersuchten Gesteine noch aus. Bei diesen überkonsolidierten Peliten sind jedoch wahrscheinlich Bindungen mechanischer, chemischer und elektrostatischer Art ebenso realisiert, wie bei anderen tonigen Gesteinen (z.B. LAMBE, 1953, 1960; NAGARAJ, 1964; YONG, WARKENTIN, 1967). Die größte Rolle werden die elektrostatischen Kräfte spielen (COULOMB'sche Kräfte), die geladene Stellen der Mineralteilchen über molekulare Wasserbrücken verbinden, wobei auch die Konzentration des Elektrolyten und die Art des Jonenbelages an den Teilchen von Bedeutung sind. Hinzu kommen Anziehungskräfte zwischen den Teilchen, die von der Größe der VAN DER WAAL'schen Kräfte, d.h. von der geometrischen Anordnung der Sedimentpartikel abhängen. Daneben können auch einfache mechanische Koppelungen und - wie der vorhandene Karbonatgehalt vermuten läßt - auch chemische Verkittungen der Sedimentpartikel vorliegen und den Zusammenhalt des Sediments erhöhen. - Zu den Faktoren, welche das Gestein, d.h. die diagenetischen Bindungen zerstören, gehören die Entlastung, Art und Menge des von der Oberfläche aus zugeführten Wassers sowie Spannungen, die auf die Schwerkraft oder auch auf Zustandsänderungen des Wassers und Wassergehaltsschwankungen zurückzuführen sind.

Makroskopisch unterscheidet sich die vorbereitende Verwitterung infolge Entspannung in größerer Tiefe stark von den Erscheinungen, die dann an der Oberfläche als Endprodukt ein knetbares Gestein hinterlassen. Trotzdem gibt es keine scharfe Trennungslinie für beide Vorgänge in einer bestimmten Tiefe. Sie greifen oft über mehrere Meter ineinander und unterstützen sich dabei gegenseitig in dem Bestreben das Gestein zu zerkleinern.

> Die Kenntnis des Verwitterungsmechanismus hat auch für manche bautechnischen Belange sowie für bodenkundliche Fragen eine grundlegende Bedeutung. Beidesmal interessiert, in welcher Art und wie rasch pelitisches Material als Baustoff bzw. als Substrat für Böden seine Eigenschaften verändert und wie durch künstliche Maßnahmen seine Beschaffenheit beeinflußt werden kann. Zu diesem Zweck wären die hier mitgeteilten Feldbeobachtungen als Muster für Labortests anzusehen und noch durch reproduzierbare und quantitative Untersuchungen zu ergänzen.

Der spezielle Fall der Verwitterung pelitischer jurassischer Gesteine im gemäßigt humiden, submontanen Klimabereich Südwestdeutschlands erlaubt von vornherein eine gewisse Einengung des weiten Problemkreises, der die Fragen der Verwitterung im allgemeinen umfaßt. Dazu tragen folgende Fakten bei: Die untersuchten Sedimente bestehen aus Mineralien, die schon mindestens einen Verwitterungszyklus durchliefen. Die primären Sedimentpartikel müssen daher relativ stabil sein. Ihre Korngrößen zeigen nur eine geringe Variation der Kornverteilung innerhalb der Ton- und Schluffkorngröße. Dieser Korngrößenbereich reagiert einheitlich gegenüber physikalischen Kräften, wobei die Wechselbeziehungen an den Grenzflächen der Sedimentpartikel mit Wasser von ausschlaggebender Bedeutung sind (YONG, WARKENTIN, 1967).

Für die einzelnen Horizonte bleiben die Sedimentationsbedingungen und die nachfolgende geologische Geschichte über größere Entfernungen und längere Zeiträume hinweg nahezu konstant und gleichmäßig. Daraus ergeben sich Gesteine mit typischem Schichtflächengefüge. Folglich finden die aus verschiedenen

Ursachen resultierenden Kräfte der Verwitterung hier in den allermeisten Fällen in horizontaler Richtung homogene und in vertikaler Richtung nahezu homogene Verhältnisse vor.

Das herrschende gemäßigte Klima verhindert die Entstehung von extremen Kräften, sowohl bei den physikalischen als auch bei den chemischen und biologischen Verwitterungsvorgängen. Daraus folgen für menschliche Zeitmaßstäbe gleichartig und kontinuierlich ablaufende Verwitterungsprozesse.

> Dies gilt allerdings nur für die Gegenwart und hat Konsequenzen für die Beurteilung toniger Gesteine als Baustoff. Verwitterungserscheinungen im Bodenprofil müssen dagegen stets unter dem Gesichtspunkt heute fremdartig erscheinender Klimaeinflüsse betrachtet werden, was eine streng aktualistische Behandlung und Deutung ausschließt. Fragen paläoklimatischer Art werden in der vorliegenden Arbeit allerdings nur am Rande berührt, sofern periglaziale Bildungen vorliegen. Um zu diesem Themenkreis einigermaßen stichhaltige Ergebnisse zu liefern, müßten die Untersuchungen weit über das betrachtete Gebiet hinausgreifen. Wohl wäre es möglich, aus Vergleichen mit Verwitterungsprofilen anderer Klimabereiche wertvolle Schlüsse zu ziehen. Derartige Beschreibungen sind jedoch gegenwärtig nicht verfügbar.

Auffallende Veränderungen durch rein biologische Verwitterungsprozesse können bei tonig-schluffigen Gesteinen und Böden nicht erwartet werden, da die belebte Zone hier im allgemeinen kaum sehr tief reicht. Mit zunehmender Verwitterung, d.h. mit wachsender Größe der spezifischen Oberfläche des Gesteins nimmt die wasserhaltende Kraft zu, die Wasserbeweglichkeit dagegen ab. In Verbindung mit einer schwachen Durchlüftung resultieren daraus oft ungünstige Eigenschaften für das Pflanzenwachstum.

2. Untersuchte Verwitterungsprofile

2.1. Punktförmige Aufschlüsse in Horizonten des Jura

2.11 Aufschlußbeschreibungen, Mächtigkeiten und bodenphysikalische Eigenschaften der einzelnen Verwitterungsgrade

Die folgenden Verwitterungsprofile sind kurze Zeit nach oder während der Entstehung der einzelnen Aufschlüsse aufgenommen. Die Probenentnahme geschieht dabei meist in kleinen Schlitzen. Bei älteren Aufschlüssen werden die Schlitze besonders tief angelegt, um einigermaßen ungestörte Proben zu erhalten. Die Probenentnahme erfolgt nicht in einem einzelnen vertikalen Schnitt. Sie richtet sich vielmehr nach den örtlichen Verhältnissen, wie Zugänglichkeit und Bedeutung der unterschiedenen Verwitterungsgrade. Der Verwitterungsgrad (s. Abschn. 3.3.) wird abgeleitet aus der abnehmenden Größe der Verwitterungsreste, in welche der Verwitterungsprozeß das überkonsolidierte, pelitische Material zerlegt.

Das unverwitterte Gestein erhält in den Säulenprofilen der folgenden Abbildungen 3-15 den Zahlenwert 0, die einzelnen Verwitterungsgrade sind mit zunehmender Verwitterung durch die Zahlenwerte 1 bis 5 bezeichnet. Die daneben angegebenen Mächtigkeiten beziehen sich auf charakteristische Durchschnittswerte. Inwieweit dabei kleine Kriechbewegungen die stärker verwitterten Partien umlagern, interessiert in diesem Zusammenhang nicht.

Streuende Werte kommen in den Abbildungen 3-15 durch kleine Querbalken zum Ausdruck. Für die vorliegende Arbeit sind die einzelnen Werte von untergeordneter Bedeutung. Mit zunehmender Verwitterung ist dagegen die stets wiederkehrende Tendenz wichtig, wie die Zunahme des natürlichen Wassergehaltes und der Plastizität, was besonders in der Zunahme der Fließgrenze begründet liegt. Ebenso typisch ist die Abnahme des Raumgewichtes, des Kalkgehaltes und der Flügelsonden-Scherfestigkeit sowie die Zunahme des räumlichen Schrumpfmaßes und der Porenziffer mit stärkerer Verwitterung.

Für die übliche Profilbeschreibung, welche über makroskopische Erscheinungen berichtet, wird auf die für alle untersuchten Verwitterungsprofile gültige, zusammengefaßte Schilderung im Abschnitt 3 verwiesen. Die Reihenfolge der Profilbeschreibungen richtet sich, beginnend mit dem Ornatenton, nach der Stratigraphie. Neben diesen mehr oder weniger vollständigen Verwitterungsprofilen liegen den Ergebnissen dieser Arbeit noch viele kleinere vorübergehende Baugrubenaufschlüsse zugrunde. Auf eine Wiedergabe der dabei erhaltenen Versuchsergebnisse wird jedoch verzichtet, da sie mit den mitgeteilten Werten identisch sind.

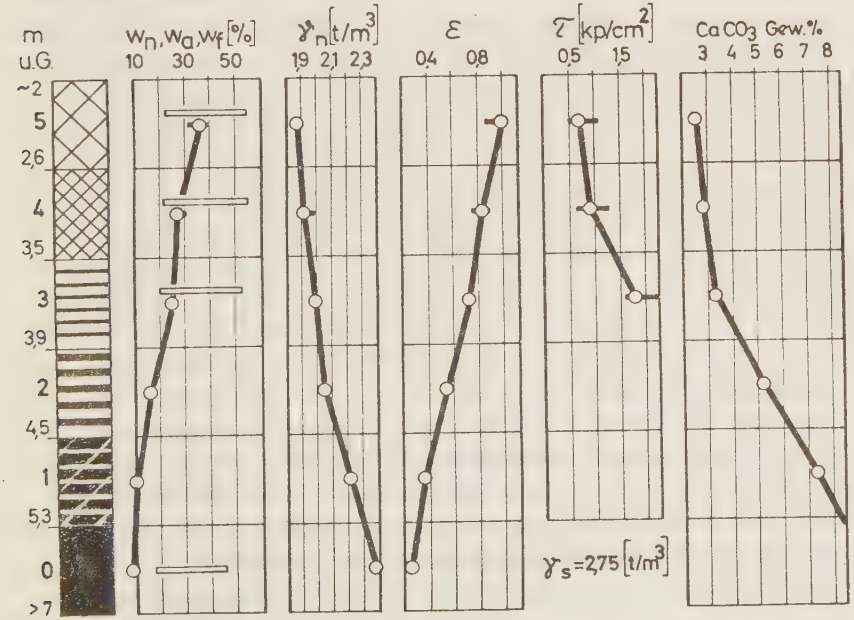
a) s. Abb. 3: Braunjura ζ (Ornatenton); unmittelbar im Liegenden des Weißjura α. Baugrube für Druckleitung des Pumpspeicherwerkes Glems (Meßtischblatt Nr. 7421, Metzingen, rechts 35 21,68 h 53 73,70).
Es handelt sich um einen mit 13° bis 14° geneigten, nach NW exponierten Wiesenhang. Die Untersuchungsstelle liegt etwa 550 m hoch, der Hang ist dem 778 m hohen Grasberg vorgelagert. Der eigentliche Ornatenton wird von einer 1,5 - 2 m dicken Hanglehm- und Hangschuttdecke aus Weißjuramaterial überlagert. Die Schichtlagerung im Aufschlußgebiet beträgt etwa 2° nach Südosten.
(Ein zweites Profil im gleichen Aufschluß, jedoch an der Basis des hier knapp 30 m mächtigen Ornatentons, brachte nahezu identische Werte für die Kennziffern.)

b) s. Abb. 4: Braunjura ζ (Ornatenton); dicht unterhalb des Weißjura α. Tiefer Aushub bei der Sanierung einer Rutschung an der Landesstraße L 1220 zwischen Auendorf und Gammelshausen (Meßtischblatt Nr. 7324, Altenstadt, r 35 49,40 hoch 53 88,17).
Es handelt sich um einen 15° bis 20° steilen, bewaldeten Hang, der von der etwa höhenlinienparallelen Straße durchquert wird (siehe dazu auch Abb. 40). Die Untersuchungsstelle liegt etwa 630 m hoch. Der nach NE exponierte Hang steigt noch bis zu einer Höhe von etwa 700 m an. Die nor-

Abb. 3

m
u.G.
1,7
5
2,1
4
2,8
3
3,7
2
4,6
1
5,7
0
>6
w_n, w_a, w_f [%]
10 30 50
w_a
w_f
w_n
γ_n [t/m³]
1,9 2,1 2,3 2,5
ε
0,2 0,6
τ [kp/cm²]
0,5 1,5
$\gamma_s = 2,65$ [t/m³]
$CaCO_3$ Gew.%
5 6 7 8 9 10 11

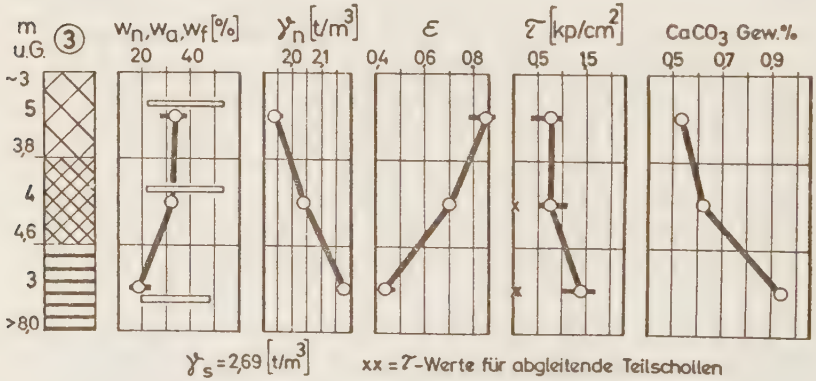
Abb. 4


m
u.G.
~2
5
2,6
4
3,5
3
3,9
2
4,5
1
5,3
0
>7
w_n, w_a, w_f [%]
10 30 50
γ_n [t/m³]
1,9 2,1 2,3
ε
0,4 0,8
τ [kp/cm²]
0,5 1,5
$\gamma_s = 2,75$ [t/m³]
$CaCO_3$ Gew.%
3 4 5 6 7 8

malerweise 1 bis 2 m mächtige Hanglehm- und Hangschuttdecke des Weißjura schwillt in rinnenartigen Vertiefungen bis über 3 m an. Im Aufschlußbereich ist die Schichtlagerung söhlig bzw. nur schwach nach Südosten geneigt.

c) s. Abb. 5: Braunjura ζ; etwa aus der mittleren Abteilung des Ornatentons. Abrißbucht einer etwa 450 m langen Großrutschung am Osthang der 707 m hohen Achalm (Aufschluß: Meßtischblatt Nr. 7521, Reutlingen, r 35 18,50 h 53 72,10). Hier handelt es sich um einen 10° bis 15° steilen Hang mit Obstbaumwiesennutzung. Die Untersuchungsstelle liegt 550 m hoch. Die Hangschutt- bzw. Hanglehmmächtigkeit an der max. 8 m hohen Abrißbucht schwankt zwischen 3 und 8 m. Die Schichtlagerung ist an dieser Stelle etwas gestört (Tiefkriechen?); sie zeigt mit 2° - 3° sowohl nach Nordosten als auch nach Südosten.

Abb. 5



Zwar sind in diesem Aufschluß nur die Verwitterungsgrade V_5 bis V_3 aufgeschlossen, doch bieten dafür kleine, abwärts gleitende Teilschollen die Möglichkeit, Flügelsonden-Scherfestigkeitswerte mit den von diesen Schollen überwundenen Scherfestigkeiten zu vergleichen. Aus den knapp 1 m dicken, langsam bergab gleitenden Teilschollen ergeben sich bei Gleitflächenneigungen zwischen 20° und 25° Scherfestig-

keitswerte von etwa 0,05 - 0,1 kp/cm^2. Diese Werte hängen mehr oder weniger nur von den Eigenschaften des stark wasserhaltigen, plastizierten Materials ab. Sie liegen besonders im Verwitterungsgrad V_3 weit unterhalb der Flügelsondenwerte. Damit soll kurz auf die Problematik dieses Gerätes für Scherfestigkeitsbestimmungen solcher Verwitterungsböden hingewiesen werden. Für vergleichende Untersuchungen leistet dieses Gerät jedoch gute und schnelle Dienste.

d) s. Abb. 6: Braunjuraβ, tonig-schluffige Fazies; etwa 40 m unterhalb der Sowerbyi-Bank. Aufschlüsse bei einer Weinbergumlegung bei Neuhausen/Erms (Meßtischblatt Nr. 7421, Metzingen, r 35 23-24 h 53 77-78).
Es handelt sich um den 15° bis 20° steilen, nach Süden exponierten Hang des Hofbühls (510 m). Der Kern dieses Berges besteht aus vulkanischem Material. Die untersuchten Aufschlüsse in 400 - 430 m Höhe scheinen von diesem vulkanischen Ereignis jedoch nicht beeinflußt zu sein. Die Schichtlagerung ist söhlig, die Überdeckung mit Hanglehm und Hangschutt beträgt im Durchschnitt 1,5 m. Die Ausführungen im Abschnitt 7.2. sowie die Abbildungen 37 und 41 ergänzen diese kurze Aufschlußbeschreibung und die Kennwerte der Abb. 6.

e) s. Abb. 7: Braunjuraα (Opalinuston); mittlere Abteilung dieses geologischen Horizontes. Baugruben für das Aufbaugymnasium Mössingen (Meßtischblatt Nr. 7520, Mössingen, r 35 05,20 h 53 64,05).
Der 12° bis 16° steile Südwesthang unterhalb des 595 m hohen Schloßbuckels war früher mit Obstbäumen bestanden. Die Untersuchungsstelle liegt etwa 500 m hoch. Die Überdeckung mit hangabwärts gewandertem Material beträgt meist weniger als 1 m. Die Schichtlagerung ist söhlig.

f) s. Abb. 8: Braunjuraα; unteres Drittel dieses geologischen Horizontes. Baugruben und Kanalisationsgräben für Siedlungsgebiet bei Sondelfingen (Meßtischblatt Nr. 7421, Metzingen, r 35 17,80 h 53 75,05).

Abb. 6

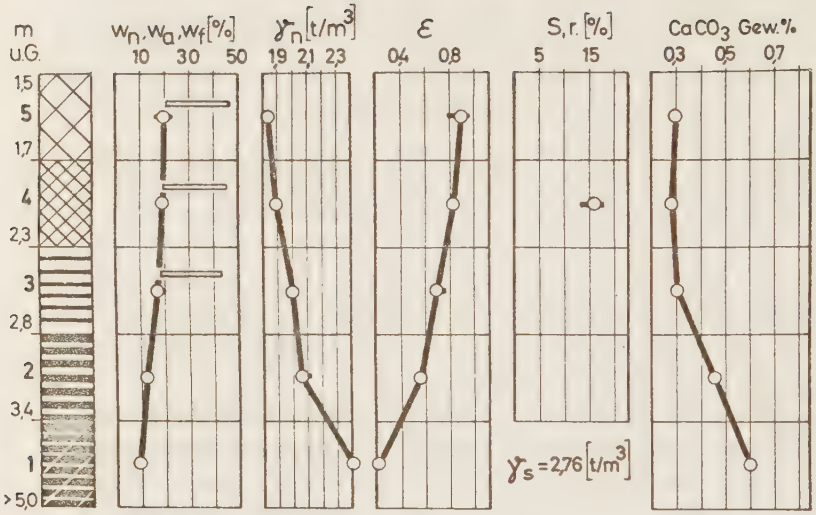
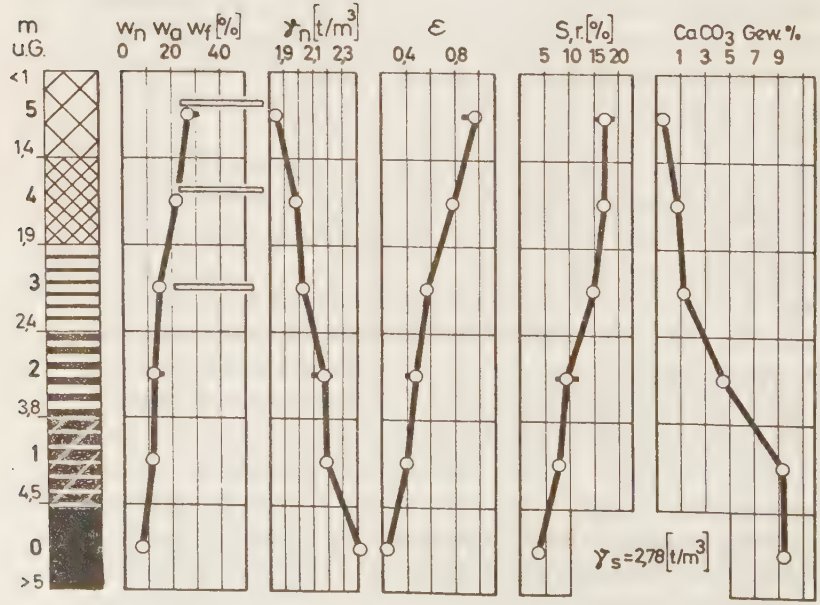
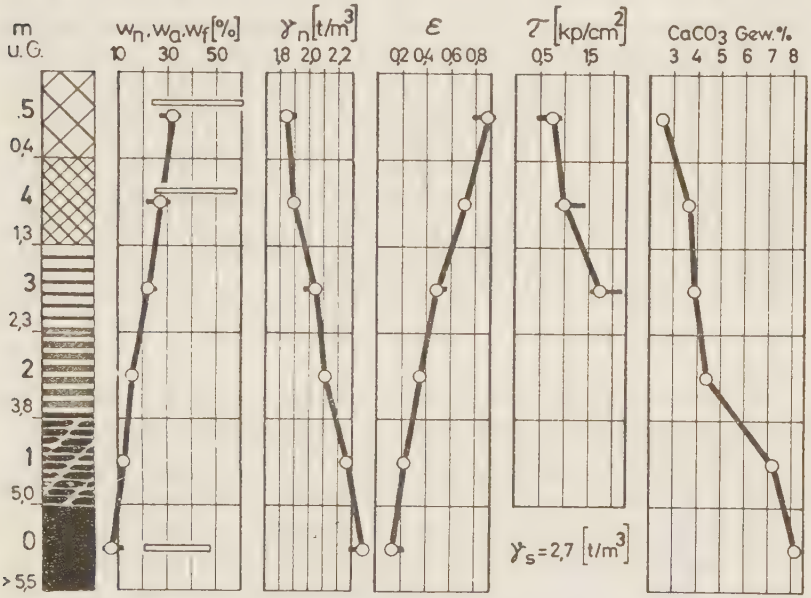

m
u.G.
w_n, w_a, w_f [%]
10 30 50
γ_n [t/m³]
1,9 2,1 2,3
ε
0,4 0,8
S,r. [%]
5 15
$CaCO_3$ Gew.%
0,3 0,5 0,7
1,5
5
1,7
4
2,3
3
2,8
2
3,4
1
>5,0
γ_s = 2,76 [t/m³]

Abb. 7


m
u.G.
w_n w_a w_f [%]
0 20 40
γ_n [t/m³]
1,9 2,1 2,3
ε
0,4 0,8
S,r. [%]
5 10 15 20
$CaCO_3$ Gew.%
1 3 5 7 9
<1
5
1,4
4
1,9
3
2,4
2
3,8
1
4,5
0
>5
γ_s = 2,78 [t/m³]

Der mit 5° bis 10° schwach geneigte Hang, Teil einer größeren Braunjura α-Fläche, wird kaum von Hangschutt oder Hanglehm überdeckt. Die Untersuchungsstelle, früher als Wiese landwirtschaftlich genutzt, liegt etwa 410 m hoch. Die Schichtlagerung zeigt mit 2° bis 4° nach Osten.

Abb. 8



g) s. Abb. 9: Braunjura α ; unmittelbar im Hangenden des Lias ζ Rohrleitungsgraben bei Waldstetten (Meßtischblatt Nr. 7224, Gmünd, r 35 59,13 h 53 03,13).
Flaches, schwach nach Osten und Nordosten geneigtes Waldgelände in etwa 450 m Höhe. Das Verwitterungsprofil wird nicht von Fremdmaterial überlagert. Die Schichtlagerung zeigt mit 4° bis 5° nach Süden.

h) s. Abb. 10: Braunjura α ; mittlere Abteilung des Opalinustons. Frisch angefahrene Wand der Ziegeleigrube Aalen (Meßtischblatt Nr. 7126, Aalen, r 35 79,30 h 54 12,30).

Abb. 9

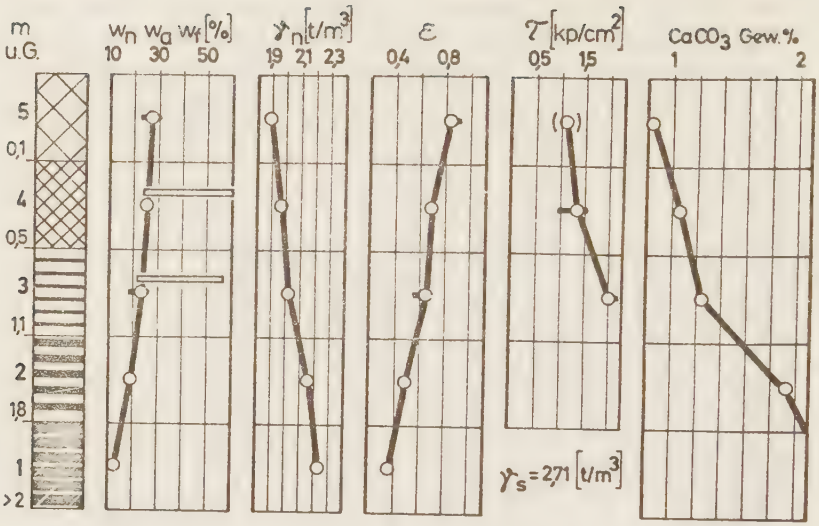
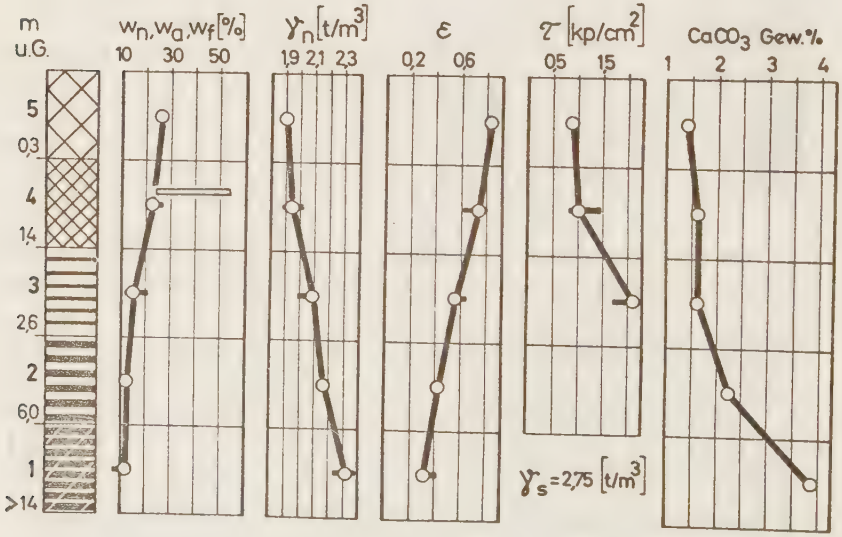

m
u.G.
w_n w_a w_f [%]
10 30 50
γ_n [t/m³]
1,9 2,1 2,3
ε
0,4 0,8
τ [kp/cm²]
0,5 1,5
$CaCO_3$ Gew.%
1 2
5
0,1
4
0,5
3
1,1
2
1,8
1
>2
γ_s = 2,71 [t/m³]

Abb. 10


m
u.G.
w_n, w_a, w_f [%]
10 30 50
γ_n [t/m³]
1,9 2,1 2,3
ε
0,2 0,6
τ [kp/cm²]
0,5 1,5
$CaCO_3$ Gew.%
1 2 3 4
5
0,3
4
1,4
3
2,6
2
6,0
1
>14
γ_s = 2,75 [t/m³]

Mit 5° bis 10° nach Nordosten schauender Hang eines ehemals bewaldeten Rückens im Opalinuston. Die Höhenlage beträgt etwa 460 m. Nennenswerte Überlagerungen mit Fremdmaterial fehlen an der Aufnahmestelle über dem Verwitterungsprofil. Die Schichtlagerung zeigt schwach nach Westen oder ist söhlig.

i) s. Abb. 11: Braunjura α; etwa mittlere Abteilung des Opalinustons. Frisch angefahrene Wand der Ziegeleigrube Geyrenwald (Meßtischblatt Nr. 7224, Lorch, r 35 54,6 h 53 98,5). Mit 10° bis 15° nach Nordwesten schauendes Wiesengelände eines Geländesporns im Opalinuston in etwa 390 m Höhe. Eine nennenswerte Überdeckung mit Fremdmaterial fehlt an der Aufnahmestelle. Die Schichtlagerung ist söhlig. Die morphologische Situation dieses Aufschlusses zeigt Abb. 35. Der Abschnitt 7.2. bringt noch zusätzliches Beobachtungsmaterial über Entspannungsbewegungen in dieser Ziegeleigrube.

k) s. Abb. 12: Braunjura α; unmittelbar im Hangenden des Lias ζ. Frisch angefahrene Wand der Ziegeleigrube Heiningen (Meßtischblatt Nr. 7323, Weilheim, r 35 47,75 h 5391,3). Schwach geneigter Osthang einer kleinen, flachen Erhebung im Opalinuston (siehe Bild 36, Abschn. 7.2.). Das Gelände liegt etwa 390 m hoch und ist seit mehreren Jahrzehnten entwaldet. Die Schichtlagerung zeigt schwach nach Osten. Eine nennenswerte Überdeckung mit Fremdmaterial fehlt an der Aufnahmestelle. Im Abschnitt 7.2. werden zusätzliche Beobachtungen über horizontale Entspannungsbewegungen in dieser Ziegeleigrube beschrieben.

l) s. Abb. 13: Schwarzer Jura δ; Amaltheentone unmittelbar im Liegenden der Costatenkalke. Baugrube für das Krankenhaus Hechingen (Meßtischblatt Nr. 7619, Hechingen, r 34 96,7 h 53 56,4).
Mit 5° bis 10° nach Norden schauender Hang einer Ölschiefer-Verebnungsfläche. Die Untersuchungsstelle in 535 m Höhe, früher mit Obstbäumen bewirtschaftet, wird von orts-

Abb. 11

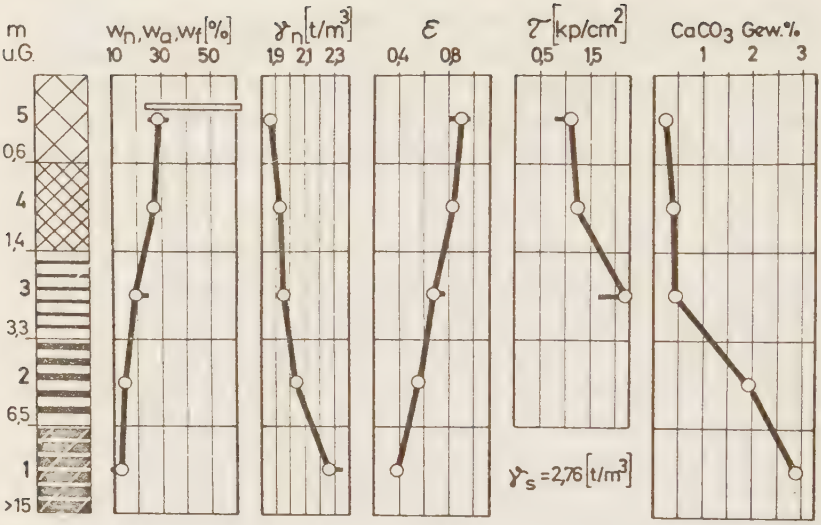
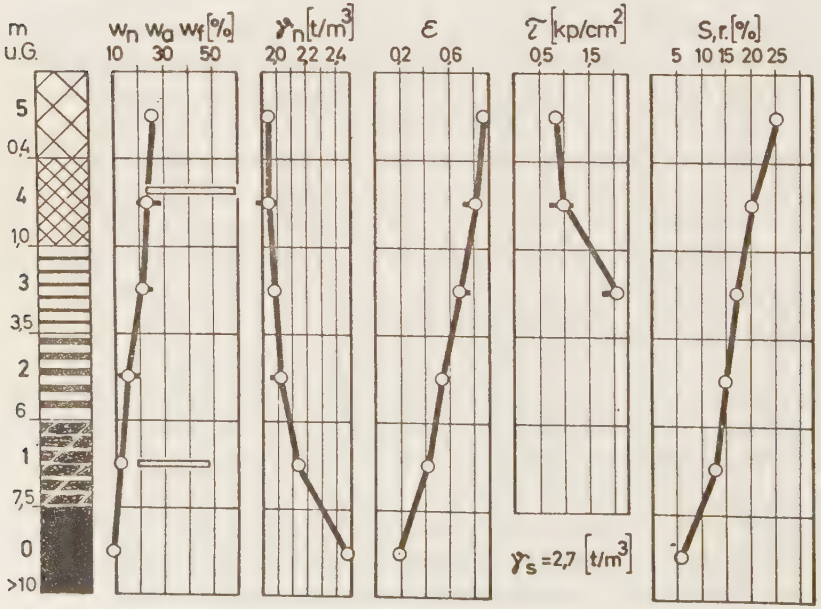
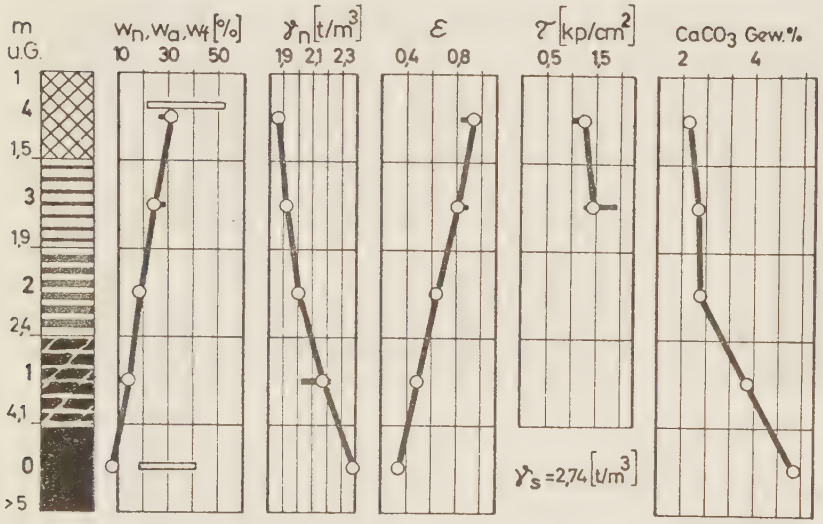

m
u.G.
w_n, w_a, w_f [%]
10 30 50
γ_n [t/m³]
1,9 2,1 2,3
ε
0,4 0,8
τ [kp/cm²]
0,5 1,5
$CaCO_3$ Gew.%
1 2 3
5
0,6
4
1,4
3
3,3
2
6,5
1
>15
γ_s = 2,76 [t/m³]

Abb. 12


m
u.G.
w_n w_a w_f [%]
10 30 50
γ_n [t/m³]
2,0 2,2 2,4
ε
0,2 0,6
τ [kp/cm²]
0,5 1,5
S,r. [%]
5 10 15 20 25
5
0,4
4
1,0
3
3,5
2
6
1
7,5
0
>10
γ_s = 2,7 [t/m³]

fremdem Material mit einer Mächtigkeit von etwa 0,5 m überdeckt. Die Schichtlagerung ist söhlig.

Abb. 13



m) s. Abb. 14: Schwarzer Jura δ; Amaltheentone im Liegenden der Costatenkalke. Wegböschung und alte Tongrube bei Brainkofen (Meßtischblatt Nr. 7125, Mögglingen, r 35 63,22 h 54 11,62).
Schwach nach Norden ausgerichteter Baumwiesenhang in 480 m Höhe. Das Verwitterungsprofil steht ohne Überdeckung an. Die Schichtlagerung an der Aufnahmestelle ist söhlig.

n) s. Abb. 15: Schwarzer Jura β; Turneritone im Liegenden der β-Kalkbank. Baugrube zwischen Straßdorf und Waldstetten (Meßtischblatt Nr. 7224, Lorch, r 35 58,8 h 54 04,05).
Schwach nach Nordosten exponiertes Wiesengelände in etwa 410 m Höhe. Die Schichtlagerung ist söhlig, das Verwitterungsprofil wird von etwa 0,5 m mächtigem, umgelagertem Material überdeckt.

Abb. 14

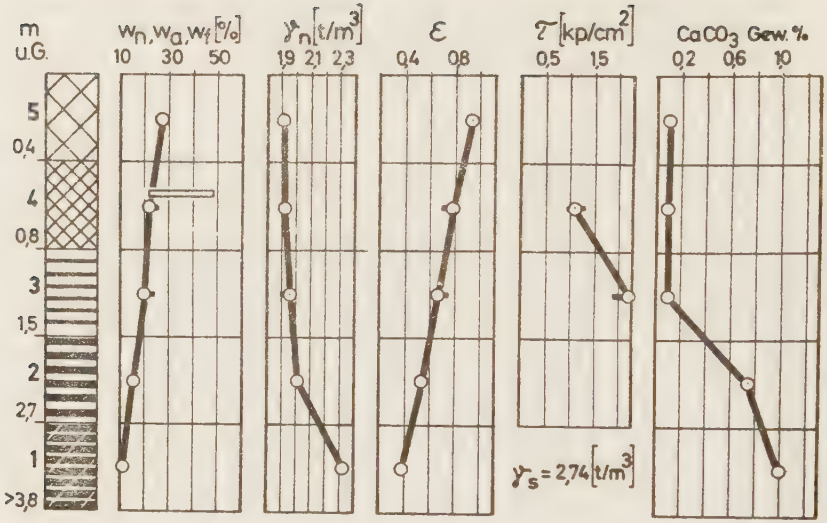
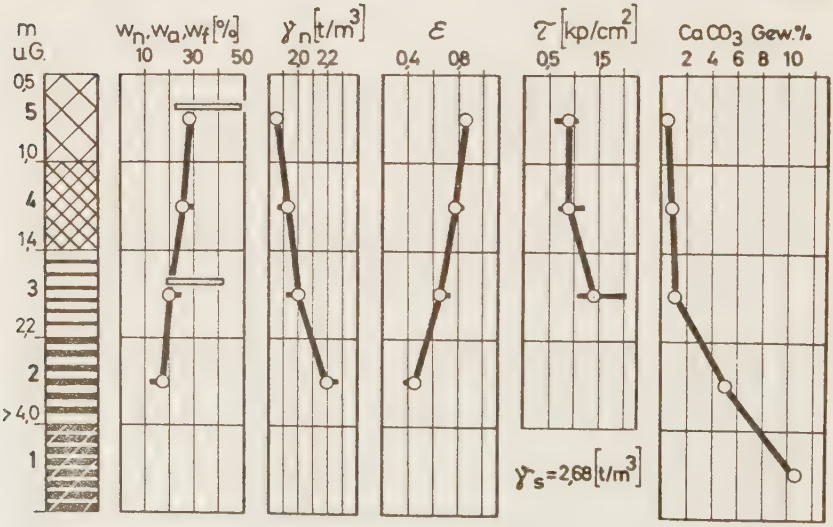

m
u.G.
w_n, w_a, w_f [%]
10 30 50
γ_n [t/m³]
1,9 2,1 2,3
ε
0,4 0,8
τ [kp/cm²]
0,5 1,5
$CaCO_3$ Gew.%
0,2 0,6 1,0
5
0,4
4
0,8
3
1,5
2
2,7
1
>3,8
$\gamma_s = 2{,}74$ [t/m³]

Abb. 15


m
u.G.
w_n, w_a, w_f [%]
10 30 50
γ_n [t/m³]
2,0 2,2
ε
0,4 0,8
τ [kp/cm²]
0,5 1,5
$CaCO_3$ Gew.%
2 4 6 8 10
0,5
5
1,0
4
1,4
3
2,2
2
>4,0
1
$\gamma_s = 2{,}68$ [t/m³]

2.2. Verwitterungsprofil und Gelände

2.21 Opalinuston bei Balingen und Hechingen

Die Abhängigkeit des Verwitterungsprofils von äußerlich einwirkenden Kräften wird in einem relativ eng begrenzten Gebiet untersucht, um Fehldeutungen durch faziell bedingte Materialunterschiede zu vermeiden. Wünschenswert ist ein Gelände mit verschiedener Hangneigung, unterschiedlicher Dauer und Intensität der Sonneneinstrahlung, der Niederschlagsmenge und besonders der Versickerungsrate auf engem Raum.

In nahezu idealer Weise bietet sich zu solchen Untersuchungen der im Raum Hechingen/Balingen ausstreichende und in vielfältiger Weise zertalte Opalinuston mit teils Grasland- und Obstbaumwiesen-, teils Nadelwaldnutzung an. Nur durch großräumige Kartierung kann ein schwaches Schichteinfallen nach ESE ermittelt werden. Dieses Gebiet behandelt auch schon KLOPP (1957) in seiner Dissertation "Über das Vorhandensein naturgegebener Einflüsse auf die Rutschungsintensität bindiger Gesteine und die Möglichkeit, deren Wirkungsgrad zu bestimmen". Er führt darin zahlenmäßig fundiert den Nachweis, daß in dem relativ kleinen, aber sehr intensiv von ihm erkundeten Gebiet, die Rutschungsintensität von den Einflußfaktoren des fließenden und stehenden Wassers, der Vegetation und der Exposition abhängt. KLOPP verzichtet auf eine Erkundung des Untergrundes und auf Profilbeschreibungen. Durch eine Analyse der Oberflächenformen der Hänge stellt er Beziehungen zwischen Exposition, Häufigkeit von Quellen und Waldbedeckung her. Die Wirkung auf den Untergrund erklärt dieser Autor ausschließlich mit der Bildung von Schrumpfrissen und einer damit verbundenen Mobilisation tiefer liegenden Materials.

Da sich nun aber Rutschvorgänge jeglicher Art im Verwitterungsprofil abspielen, fordern die Ergebnisse KLOPP's zwingend auch Wirkungen dieser äußeren Faktoren mit all den damit zusammenhängenden Kräften auf die Festigkeitseigenschaften des anstehenden Gesteins, also auf Struktur- und Textureigenschaften im Profil und auf dessen Wassergehalt. Aufbauend auf KLOPP's Arbeit kann die Abhängigkeit des ektodynamomorphen Abschnittes des Verwitterungsprofils von den äußeren Kräften nachgewiesen, die dabei entstehenden verschiedenen Phänotypen der Verwitterung studiert und letztlich auch ein Einblick in den Verwitterungsmechanismus gewonnen werden.

2.211 Ergebnisse der Felduntersuchungen bei Balingen und Hechingen

Die Abbildungen 16 und 17 zeigen die beiden Arbeitsgebiete mit den von KLOPP ausgeschiedenen Geländeabschnitten für verschiedene Expositionen. An repräsentativen Stellen dieser Einheiten werden zahlreiche Handbohrungen (Spiralbohrer mit 9 cm Durchmesser) sowie Rammsondierungen (Künzelstab mit 10 cm^2 Spitzenquerschnitt und 60^o Spitzenwinkel) durchgeführt und Bodenproben entnommen.

In den folgenden Tabellen 1 bis 6 und graphischen Darstellungen (Abb. 18 a-h) sind die Werte für die exogenen Faktoren, wie sie auch KLOPP unterscheidet, den Bohr- und Rammprofilen gegenübergestellt. Getrennt für die einzelnen Expositionen zeigen die Tabellen die charakteristischen Zahlenwerte der entsprechenden Geländeabschnitte. "Intensitätswert I" (Zahlengröße für die Rutschungsintensität eines Geländeabschnittes) und "Quellwert Q" (Zahlengröße für den Einfluß der Quellen auf einen Geländeabschnitt) sowie der Prozentsatz der Waldbedeckung sind der Arbeit KLOPP's entnommen, der Hanganstieg wird an den Bohransatzpunkten ermittelt. Die Buchstaben F oder W in den Tab. 1-6

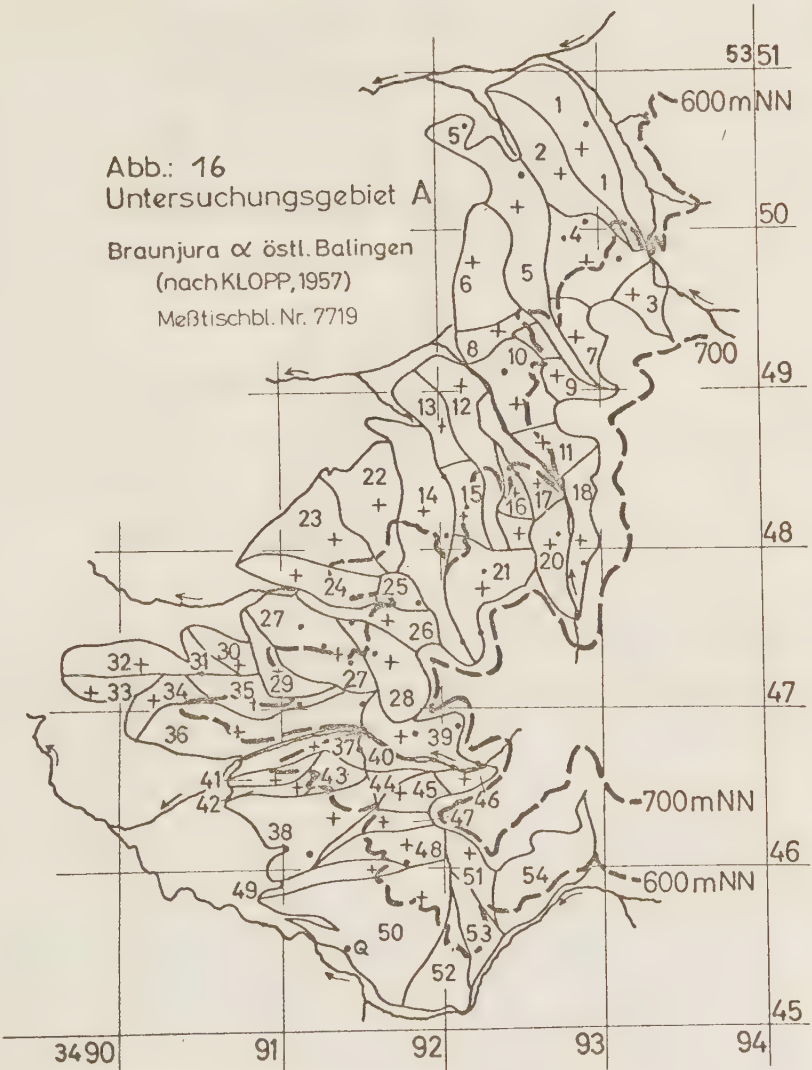
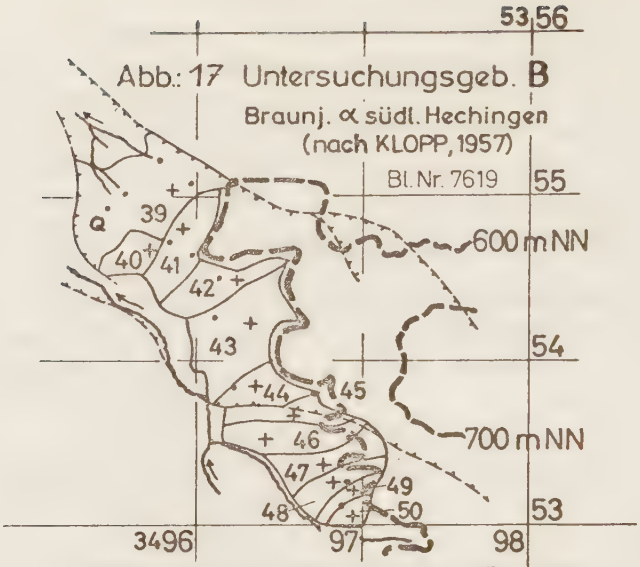


Abb.: 16
Untersuchungsgebiet A

Braunjura α östl. Balingen
(nach KLOPP, 1957)
Meßtischbl. Nr. 7719



Nr. 39 - 50 : Bereiche mit verschiedener Exposition

lassen erkennen, ob sich der künstliche Aufschluß im Freiland oder im Wald befindet. Abnehmende Intensitätswerte bestimmen die Reihenfolge der aufgeführten Abschnitte. Bereiche aus dem Gebiet östlich Balingen sind mit A, aus dem Gebiet südlich Hechingen mit B gekennzeichnet. In der Spalte "Bohrtiefen" sind drei Zahlen angegeben, wobei die beiden ersten (a und b) die Tiefe der nicht voneinander getrennten Verwitterungsgrade V_5 und V_4 bzw. des Verwitterungsgrades V_3 nach der im Abschnitt 3.32 festgelegten Definition bedeuten. Diese Einteilung erweist sich im vorliegenden Fall als günstig. Mit dem Erreichen des Verwitterungsgrades V_2 wird der Bohrwiderstand für eine Handbohrung zu groß. Unter dem Buchstaben c schließlich ist diejenige Tiefe in der entsprechenden Bohrung angegeben, ab welcher der Wassergehalt auch der stärker verwitterten Partien im Bohrgut nach der Fingerprobe unterhalb der Ausrollgrenze bleibt. Damit ist also nicht der pauschale Wassergehalt der betreffenden Tiefe gemeint. Dieser liegt wegen

des geringeren Wassergehaltes der weniger stark verwitterten Pelitkörper stets darunter. Weiter sind dann noch die natürlichen Wassergehalte aufgeführt, welche an gestörten Proben aus etwa 0,5 m und 1,5 m Tiefe ermittelt werden. Die Abbildungen 18 a-g zeigen die genauen Tiefenangaben. Die zeichnerische Darstellung der Rammsondierungen, zusätzlich abgeteuft nach einer ersten Geländeauswertung der Bohrungen, erfolgt in den Abb. 18 a und h. Diese Rammcharakteristiken können als Maß für die Lagerungsdichten bzw. Bohrwiderstände gelten.

Eine Interpretation dieser Untersuchungsergebnisse erfolgt im Abschnitt 4.1.

Tab. 1-6, S. 30 ff:

Ergebnisse der Bohrungen in den Untersuchungsgebieten Balingen und Hechingen

A = Balingen

B = Hechingen

"I" = Rutschungsintensität expositionsmäßig abgegrenzter Gebiete (nach KLOPP, 1957); die abnehmende Rutschungsintensität bestimmt die fortlaufende Numerierung der Gebiete

"Q" = Quellwert; Zahlengröße für den Einfluß von Quellen auf ein Gebiet (nach KLOPP)

Bohrtiefen:

Spalte a = Mächtigkeiten der Verwitterungsgrade $V_5 + V_4$

Spalte b = Tiefe bis zum Verwitterungsgrad V_2

Spalte c = unterhalb dieser Tiefe bleibt jeder Teil des Bohrgutes unter der Ausrollgrenze

Spalte d = natürlicher Wassergehalt gestörter Proben in etwa 0,5 m und 1,5 m Tiefe

S = Stelle mit Rammsondierung (s.Abb.18 a-h)

Spalte e = Verhältnis der Verwitterungstiefen aus den Spalten a und b (= $V_5 + V_4 / V_3$).

Tabelle 1

Exposition N o r d e n

Nr.	Bohransatz-punkt	"I"	"Q"	Wald [%]	Neigung [g]	Bohrtiefen [m] a V_5+V_4	b V_3	c w_a	d w_n [%]	e a/b
1.) A 9	53 49,10 / 34 92,70 FW	9,74	3,0	54,0	21	1,1	2,15	2,0	22,8 / 19,8 S	0,51
2.) A 27	47,36 / 91,27 FW	9,12	1,26	38,4	7	1,15	2,1	2,0		0,55
3.) A 40	46,67 / 91,60 F	6,36	0,94	0	11	0,8	1,65	1,2		0,48
4.) A 23	48,06 / 91,32 F	0,14	0	0	6	0,55	1,3	0,8	S	0,42
5.) A 35	47,10 / 90,80 W	0,14	0,81	100	6	0,3	0,9	0,7		0,33
6.) A 30	47,30 / 90,74 W	0	0	98,3	5	0,35	1,2	0,9		0,29
7.) A 32	47,30 / 90,15 W	0	0	58,9	6	0,35	1,2	0,9	22,6 / 19,2 S	0,29

Tabelle 2

Exposition N o r d o s t e n

1.) A 3	53 49,60 / 34 93,21 W	9,83	2,12	89,2	31	0,75	2,25	2,0	23,4 / 19,9 S	0,33

2.) A 17	48,44 / 92,60 F	7,57	1,01	11,1	8	0,9	1,9	1,4		0,47
3.) A 12	49,03 / 92,12 F	2,18	0	27,3	6	0,75	2,0	1,3		0,37
4.) A 14	48,28 / 91,88 FW	1,73	0,14	49,5	6	0,65	1,65	1,5		0,39
5.) A 5	50,14 / 92,50 W	1,31	0,13	63,5	4	0,55	1,35	1,3		0,41
6.) A 1	50,46 / 92,94 W	0,2	0,16	88,9	8	0,4	1,1	1,1		0,36

Tabelle 3 Exposition N o r d w e s t e n

1.) B 49	53 53,20 / 34 96,94 F	9,37	1,92	0	8	0,7	1,9	1,5		0,37
2.) A 16	48,34 / 92,46 F	9,18	0,98	0	11	0,75	1,9	1,6		0,39
3.) B 45	53,68 / 92,46 F	9,15	2,05	0	8	0,8	> 2,6	> 2,6	Verwerfungs-zone	
4.) A 26	91,70 / 47,50 F	8,96	0,49	12,1	7	0,7	2,0	1,5		0,35
5.) A 21	92,24 / 47,64 W	8,95	1,19	100	11	0,45	1,6	1,6	23,4 / 19,7	0,28
6.) A 46	46,52 / 92,15 FW	8,26	1,47	35,2	11	0,5	1,5	1,3		0,33
7.) B 47	53,40 / 96,78 F	7,21	0,45	0	7	0,55	1,65	1,3	23,1 / 17,5	0,33

Fortsetzung Tabelle 3 Exposition N o r d w e s t e n

Nr.	Bohransatz-punkt	"I"	"Q"	Wald [%]	Neigung [°]	Bohrtiefen [m] a V_5+V_4	b V_3	c w_a	d w_n [%]	e $\frac{a}{b}$
8.) A 37	53 91,22 34 46,73 F	5,33	0,84	0	11	0,5	1,45	1,1		0,35
9.) B 39	55,04 95,86 F	3,81	0,57	0	3	0,55	1,55	0,9		0,35
10.) A 49	91,57 45,97 F	2,92	0	0	4	0,45	1,5	1,0		0,3
11.) A 4	49,80 92,93 W	1,86	0,79	100	6	0,4	1,7	1,25		0,24
12.) A 22	48,30 91,60 F	1,2	0	0	4	0,5	1,5	1,15	23,0 16,9	0,33
13.) A 34	90,22 47,05 W	0	0	79	5	0,3	1,4	1,25		0,21
14.) A 42	91,05 46,48 F	0	0	0	4	0,4	1,6	1,1		0,25

Tabelle 4 Exposition W e s t e n

1.) A 18	48,05 92,87 W	10,09	2,36	96	21	0,8	1,8	1,7	23,2 18,4	0,44
2.) A 7	49,30 92,84 W	10,03	0	25	21	0,9	1,7	1,65		0,53
3.) A 45	46,47 91,74 F	10,03	2,45	0	20	0,6	1,8	1,45		0,33

4.) A 28	47,30 91,68 FW	10,01	3,21	54,3	11	0,4	1,7	1,65		0,24
5.) A 19	48,10 92,50 F	8,23	0	6	20	0,45	1,8	1,5		0,25
6.) B 41	54,81 95,94 F	8,23	2,65	0	9	0,7	1,65	1,0		0,42
7.) A 47	46,28 91,60 F	7,71	2,2	0	8	0,5	1,7	1,0	24,0 16,3	0,29
8.) A 29	47,13 90,99 W	6,68	0	95,0	14	0,3	1,5	1,15		0,2
9.) A 10	48,93 92,50 FW	6,65	1,85	15,3	6	0,5	1,6	1,15		0,31
10.) B 43	54,24 96,35 F	4,01	0,38	0	4	0,4	1,8	1,0		0,22
11.) A 6	49,80 92,20 FW	1,01	0	4,9	4	0,3	1,45	1,1		0,21
12.) A 15	48,23 92,10 W	0,84	0	95	11	0,3	1,4	1,2		0,21

Tabelle 5 Exposition S ü d w e s t e n

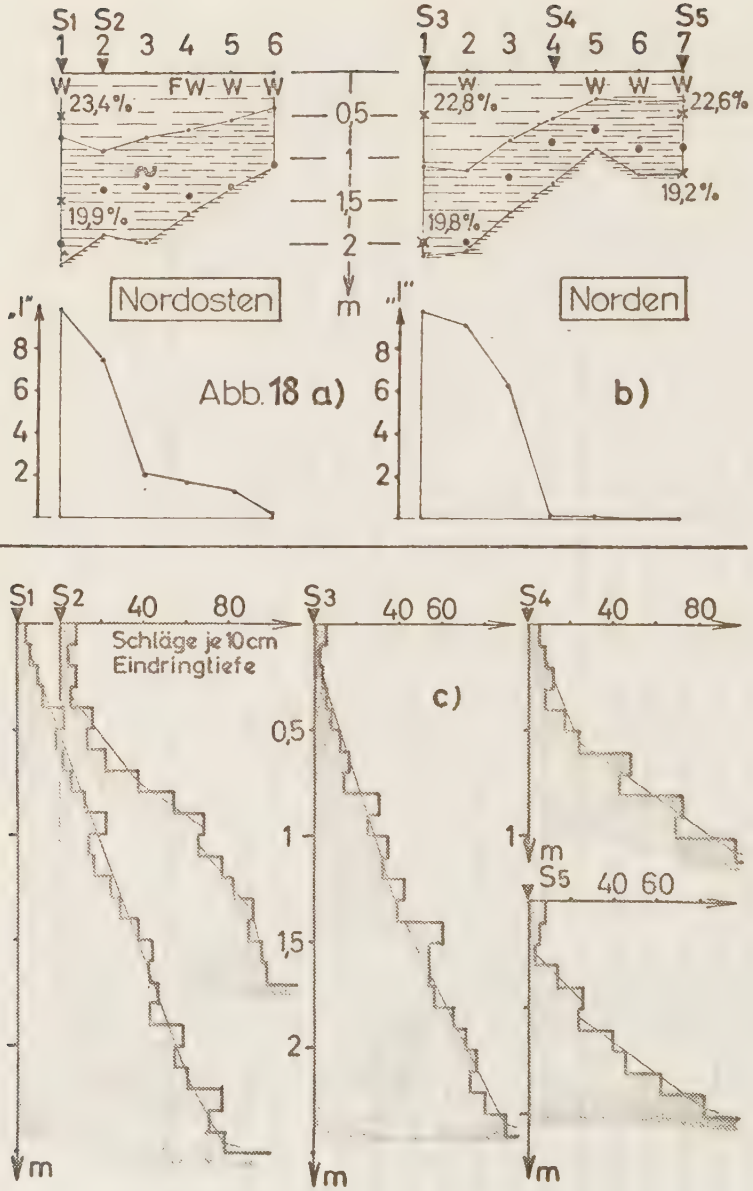
1.) A 11	53 48,65 34 92,64 F	10,06	0,96	33	11	0,6	>2,5	1,2		0,24
2.) A 51	46,04 92,10 F	9,95	1,3	6	8	0,7	>2,5	1,5		0,28
3.) A 39	46,12 91,76 FW	9,88	1,85	61	11	0,4	1,9	1,4	22,8 19,6 S	0,21

Fortsetzung Tabelle 5 Exposition S ü d w e s t e n

Nr.	Bohransatz-punkt	"I"	"Q"	Wald [%]	Neigung [°]	Bohrtiefen [m] a V_5+V_4	b V_3	c w_a	d w_n [%]	e $\frac{a}{b}$
4.) B 44	53 53,84 / 34 96,38 F	8,59	1,25	0	5	0,45	2,1	1,15		0,21
5.) A 25	47,70 / 91,62 F	8,20	1,04	0	11	0,6	2,3	1,1	22,4 / 17,1 S	0,26
6.) A 48	46,13 / 91,78 F	7,45	0,4	0	5	0,6	2,0	1,1		0,3
7.) A 8	49,40 / 92,35 FW	4,24	0	32	8	0,4	2,0	0,9		0,2
8.) A 43	46,58 / 91,36 F	4,03	0	0	6	0,3	1,95	0,9		0,15
9.) B 46	53,55 / 96,41 F	3,28	0,38	0	5	0,4	1,8	0,9		0,22
10.) A 13	48,78 / 92,02 F	2,98	0	2,6	5	0,3	1,5	0,95		0,2
11.) A. 50	45,78 / 91,86 F	2,38	0,09	0	4	0,4	1,8	0,9		0,22
12.) A 2	50,38 / 92,77 W	1,94	0	92,6	7	0,2	1,5	1,2		0,13
13.) A 31	47,30 / 90,40 W	0	0	92,8	6	0,3	1,5	1,2		0,2

Tabelle 6 Exposition S ü d e n

1.) B 50	53 53,05 34 96,94 F	9,47	1,61	0	8	0,6	2,2	1,2		0,27
2.) B 48	53,22 96,82 F	8,71	0,75	0	15	0,4	2,3	1,1	22,1 18,2	0,17
3.) B 42	54,50 96,25 F	8,26	2,02	0	7	0,45	2,5	1,1		0,18
4.) A 24	47,84 91,08 F	6,97	0	0	9	0,5	2,6	1,0	21,1 S 18,4	0,19
5.) A 52	45,52 92,02 F	5,68	0	0	6	0,4	2,3	1,2		0,17
6.) A 36	46,85 90,24 FW	5,0	0,48	63,9	8	0,4	2,0	1,5		0,2
7.) A 38	46,28 91,22 F	3,0	0,17	0	6	0,4	2,0	1,15		0,2
8.) A 41	46,55 90,94 F	0,16	0	0	7	0,3	2,0	0,95		0,15
9.) A 33	47,12 89,88 W	0	0	89,6	5	0,3	1,7	1,6	23,2 S 17,6	0,18



Erläuterungen siehe Seite 39

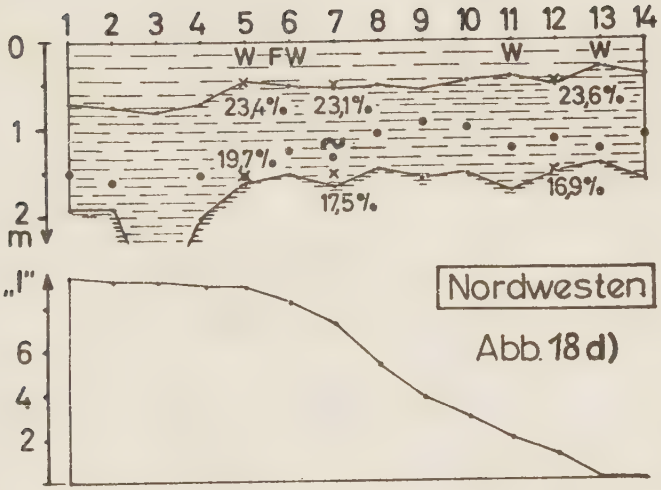
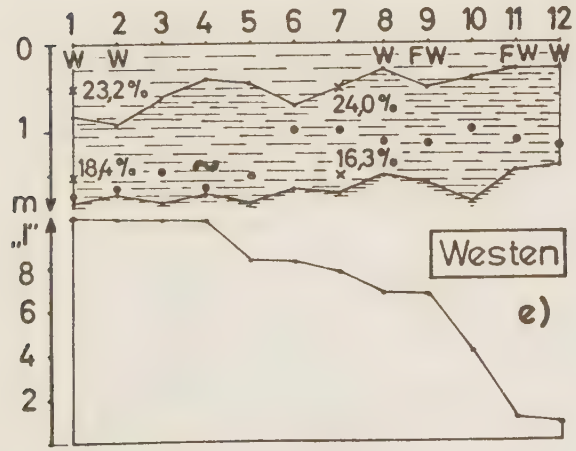

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14
0
1
2
m
W-FW
W
W
23,4%
23,1%
23,6%
19,7%
17,5%
16,9%
„I"
6
4
2
Nordwesten

Abb. 18 d)


1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
0
1
m
W W
W FW
FW-W
23,2%
24,0%
18,4%
16,3%
„I"
8
6
4
2
Westen

e)

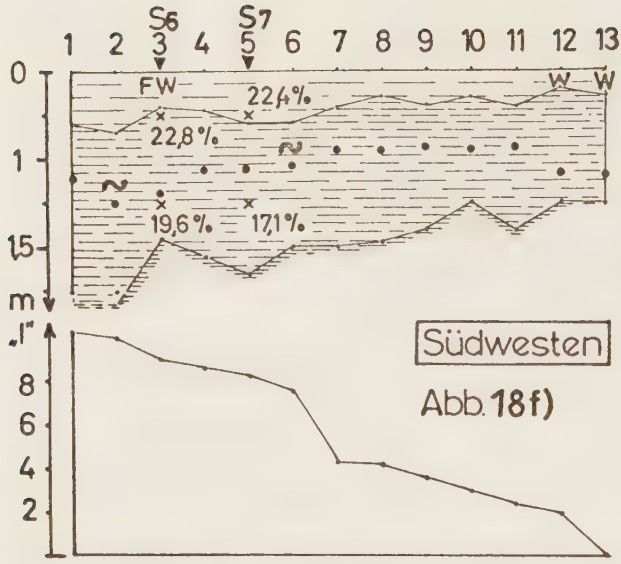
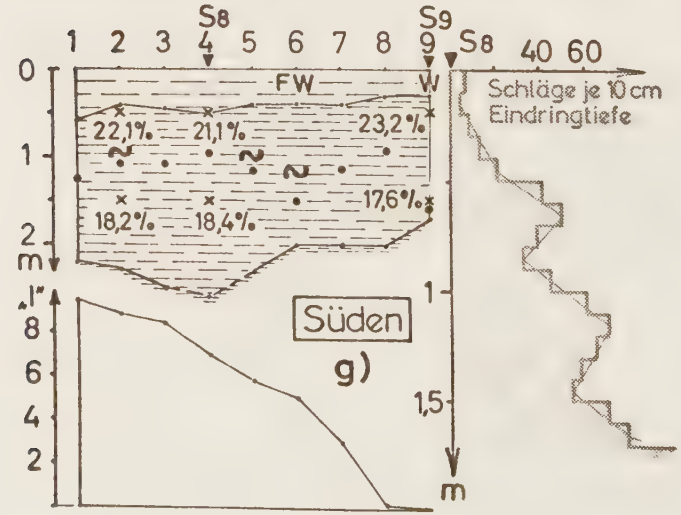

S6
S7
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13
0
1
1,5
m
FW
W W
22,4%
22,8%
19,6%
17,1%
"l"
8
6
4
2
Südwesten

Abb. 18f)


S8
S9
1 2 3 4 5 6 7 8 9
S8 40 60
0
1
2
m
FW
W
22,1%
21,1%
23,2%
18,2%
18,4%
17,6%
Schläge je 10 cm Eindringtiefe
"l"
8
6
4
2
1
1,5
m
Süden

g)

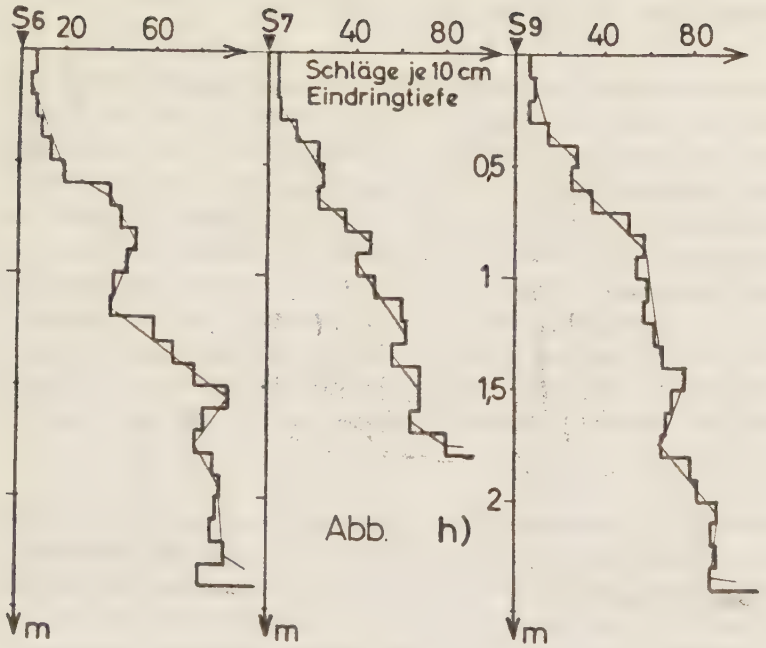


Abb. 18 a-h: Untersuchungsgebiete Balingen und Hechingen.
Ergebnisse der Bohrungen und Sondierungen (siehe dazu die Tabellen 1 bis 6).
Dargestellt sind die Mächtigkeiten der Verwitterungsgrade V_5 + V_4 (weitgestrichelt)und des Verwitterungsgrades V_3(enger gestrichelt).

Fortlaufende Numerierung = abnehmende Rutschungsintensität nach KLOPP;

W = Untersuchungsstelle im Wald,

FW = Untersuchungspunkt im Übergangsbereich zwischen Wald u. Freiland

S_1 bis S_9 = Untersuchungspunkte mit Rammsondierungen

Kreuze mit Prozentangaben= natürl. Wassergehalt gestörter Bodenproben

Dicke Punkte= unterhalb dieser Tiefen bleibt jeder Teil des Bohrgutes unter der w_a

Wellenlinie = dünne Zone mit starker Durchfeuchtung.

2.22 Opalinuston bei Oberrombach (Aalen)

Die geologische und bodenphysikalische Aufnahme eines 2 m bis 3 m tiefen und mehr als 700 m langen Rohrleitungsgrabens im Vorland der Ostalb bei Aalen bietet die Möglichkeit, die Unzulänglichkeiten einer punktförmigen Erkundung mittels Bohrungen auszuschalten. Manche Aussagen aufgrund der Bohrungen im Gebiet Balingen/Hechingen lassen sich somit präzisieren und vertiefen, da man nun auch die Entwicklung des Verwitterungsprofils in horizontaler Richtung studieren kann. Morphologisch liegt der etwa von Süden nach Norden verlaufende Grabenabschnitt in einem flachwelligen Gelände mit nur zeitweise wasserführenden Rinnen. Es wird landwirtschaftlich genutzt.

Dieses Untersuchungsgebiet im sogenannten Welland zeichnet sich im Gegensatz zu den Hechinger und Balinger Gebieten durch eine größere Entfernung zum Albtrauf und ein geringeres Erosionspotential aus. Aus diesem Grunde fehlen Fremdschuttdecken aus dem höheren Jura und die Verwitterung ist tiefgründiger. So überschreitet hier der Verwitterungsgradient (s. Abschn. 3.6.) für den Verwitterungsgrad V_3 den maximalen Wert der Gebiete bei Balingen und Hechingen. Auf über der Hälfte des Grabenprofils liegt er über dem Wert 5.

2.221 Ergebnisse der geologischen Grabenaufnahme bei Oberrombach

Nördlich des doppelt überhöhten Längsschnittes (Abb. 20 a) beträgt das Einfallen der ausstreichenden Lias - Dogger "Grenzschichten" (Hammerstadter Breccie) 4° nach Süden. Allerdings ist auch in den weniger stark verwitterten Zonen des Grabens eine derartige Schichtneigung nicht erkennbar. Die Schichtfugen liegen mehr oder weniger waagerecht, wobei mit abnehmender Überdeckung die Tendenz deutlicher wird, daß sich die Pelitkörper im Verwitterungsgrad V_3

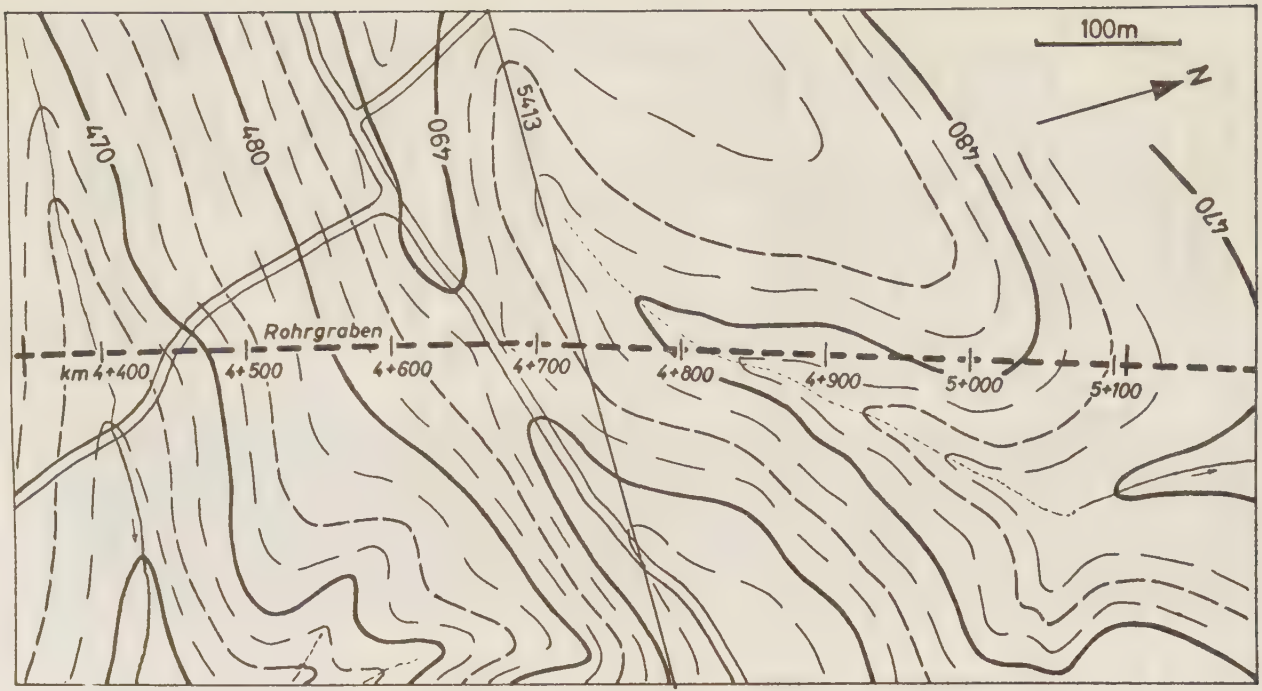


Abb. 19: Untersuchungsgebiet Oberrombach (westlich Aalen, Meßtischblatt Nr. 7126, Aalen, r ca. 35 76,4 h 54 13).

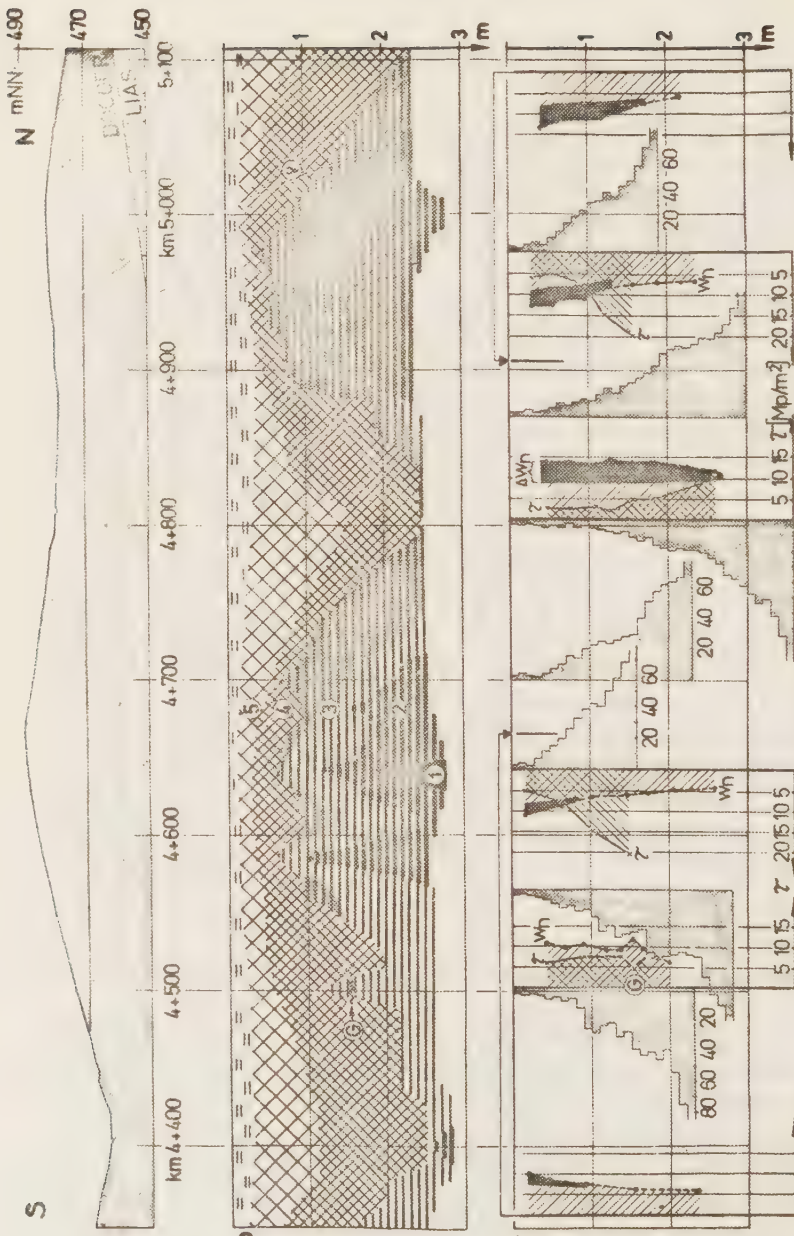


Abbildung 20

Abb. 20: Geologisch-bodenphysikalische Aufnahme eines Rohrleitungsgrabens im Opalinuston bei Oberrombach (s. Lageplan, Abb. 19).

a) Morphologischer Längsschnitt, 2-fach überhöht.

b) Geologische Aufnahme der westlichen Grabenwand, 50-fach überhöht;
Geländeoberfläche als Horizontale;
Nr. 1 - 5 = Verwitterungsgrade V_1 - V_5;
eng gerastert = stark plastizierte Bereiche innerhalb der Verwitterungsgrade V_2 und V_3;
Gl = hangparallele Gleitzone (s. Abschnitt 6);
V = horizontale Verschiebungsbahnen (siehe Abschnitt 7).
Unregelmäßiges Durchpausen der Geländeoberfläche auf die Tiefenlage der einzelnen Verwitterungsgrade;
Asymmetrie in Bezug auf die Expositionen Norden und Süden.

c) Bodenphysikalische Aufnahme: Rammsondierungen mit Künzelstab (Spitzenabmessungen 10 cm^2/ 60°) in etwa 1 m Entfernung vom Grabenrand. Aufgetragen ist die erforderliche Schlagzahl für jeweils 10 cm Eindringtiefe.
τ = Flügelsonden - Scherfestigkeit (4-blättriger Flügel 44 x 88 mm horizontal in die Grabenwand eingedrückt)
Punkte = Wassergehaltsbestimmungen im März 1965;
w_n = Differenzbetrag zu Wassergehaltsbestimmungen aus Bohrungen im August 1965.

---

parallel zum entsprechenden Hanggefälle einregeln. Tektonische oder bedeutendere kryoturbate Störungen fehlen, so daß nahezu homogene Ausgangsbedingungen für Verwitterungsbildungen vorliegen.

Der heutige Zustand ist aus Abb. 20 b ersichtlich. Die Geländeoberfläche erscheint in dieser 50-fach überhöhten Darstellung der westlichen Grabenwand als Horizontale. Dadurch wird veranschaulicht, wie sich der von der Oberfläche ausgehende Teil des Verwitterungsprozesses auswirkt. Neben der durchwurzelten Bodenzone und den Verwitterungsgraden V_5 bis V_1 (Nr. 5 bis 1 in Abb. 20 b) läßt sich in diesem Aufschluß noch ein interessanter Bereich abgrenzen, der sich durch einen höheren natürlichen Wassergehalt, geringere Eigen-

festigkeit und stärkere Plastizierung der Verwitterungsreste sowie durch eine hellgraue, zum Teil etwas bläuliche Farbe auszeichnet (in Abb. 20 b eng gerastert). Sonst dominieren die Farben Dunkelgrau (V_1 und V_2), Graubraun (V_2 und V_3) und Braun (V_3, V_4 und V_5). Die Steigungen an den Grenzflächen der verschiedenen Verwitterungsgrade in dieser Abbildung verdeutlichen die rasche Änderung des Verwitterungsgradienten. Eine Interpretation dieser Ergebnisse erfolgt im Abschnitt 4.2.

2.222 Ergebnisse der bodenphysikalischen Grabenaufnahme

Wie die äußeren Einflüsse die Festigkeitseigenschaften im Grabenaufschluß verändern, kommt durch Flügel- und Rammsondierungen zum Ausdruck. In den elf Kurven der Abb. 20 c spiegelt sich die starke Differenzierung im ektodynamomorphen Verwitterungsbereich wider, die der ursprünglich völlig homogene Gebirgsausschnitt bisher erfahren hat.

Während die Rammsondierungen in etwa 1 m Entfernung vom Grabenrand erfolgen, werden die Flügelsonden-Scherfestigkeitswerte durch ein horizontales Eindrücken des Gerätes in die Baugrubenwand ermittelt (Geonor-Flügelsonden-Meßkopf und vierblättriger Flügel mit 44 x 88 mm Querschnitt).

Im allgemeinen wachsen die Rammwiderstände mit den Flügelsonden-Scherfestigkeiten an. Eine Ausnahme bildet der Untersuchungspunkt bei km 4 + 975, wo von 0,5 m bis 1 m Tiefe trotz steigender Schlagzahl die Scherfestigkeit nur verzögert anwächst. In dieser Tiefe steht der besonders zu Grabeneinbrüchen neigende, stark plastizierte Verwitterungsgrad V_3 an, der den mechanischen Beanspruchungen der Flügelsondierung relativ weniger Widerstand entgegensetzt als denen der Rammsondierung. Der Verwitterungsgrad gibt sich etwa in der Rammcharakteristik und der Plasti-

zierungsgrad durch die Flügelsondenwerte zu erkennen. Eine Kombination beider Geräte wäre daher bei Vorerkundungen für Fragen der vorübergehenden Standsicherheit in verwittertem pelitischem Material von Nutzen. Auf die krassen Unterschiede zwischen den Sondierungen auf der Kuppe (km 4 + 640 und km 4 + 700) mit rasch und progressiv anwachsenden Widerständen und in der Senke (km 4 + 805) mit nur ganz allmählich steigenden Festigkeitswerten, sei in diesem Zusammenhang kurz hingewiesen.

(Weitere bodenphysikalische Werte im Abschnitt 4.24)

3. Das Verwitterungsprofil - synoptische Beschreibung

Beim Übergang vom Berginnern zur Geländeoberfläche zeigen sämtliche untersuchten Pelite folgende Reaktionen: Ausgehend von tiefreichenden Stollen- oder Baugrubenaufschlüssen ist die Entspannung die erste augenfällige Erscheinung. Durch die ersten irreversiblen Veränderungen im Gestein wird der endodynamomorphe Verwitterungsprozeß eingeleitet. Mit abnehmender Überdeckung kommen die Wasseraufnahme und Quellung, schließlich noch die weiteren zum eigentlichen Verwitterungsgeschehen zählenden Veränderungen durch Kräfte aus physikalischen, chemischen und biologischen Vorgängen hinzu. Diese Prozesse reichen bis in die belebte Bodenzone und prägen das ektodynamomorphe Verwitterungsgeschehen.

Im Prinzip entwickeln sich daraus bei allen studierten geologischen Horizonten des Jura - von kleinen, aber spezifischen Unterschieden (s. Abschn. 3.51) abgesehen - stets wiederkehrende Grundgestalten der Verwitterung. Ein typisches Verwitterungsprofil zeigt Bild 1, Tafel I. Die einzelnen Erscheinungen im Profil mit den verschiedenen Arten der Massenverlagerung ist auf Abb. 21 schematisch dargestellt. Der eine Sonderstellung einnehmende Knollenmergel wird im Abschnitt 8 gesondert behandelt.

3.1. Charakterisierung und Eigenschaften des Verwitterungsprofils

Der noch gänzlich unverwitterte Zustand zeichnet sich in erster Linie durch ein homogenes Material mit großem Raumgewicht und großer Druckfestigkeit aus. Die Schichtung erkennt man bei den überkonsolidierten jurassischen Peliten häufig nur an eingeregelten Fossilien. Die ausschließlich tektonisch bedingte Klüftung ist über weite Bereiche selten und wie die latent vorhandenen Schichtfugen fast stets

dicht geschlossen. Das Gestein hat also ganz den Charakter eines Felsgesteins und kann bei einer Beurteilung in Gewinnungsklassen, wie sie bei Gesteins- und Bodenarbeiten üblich ist, als leichter bis schwerer Fels eingestuft werden (DIN 18300 2.27 - 2.28).

Hier, im eigentlichen Arbeitsgebiet der Felsmechanik, kommt es also darauf an, das Trennflächengefüge, die Kluftdichte, die räumliche Orientierung sowie die Ausbildungsart der Unstetigkeitsflächen zu ermitteln (MÜLLER, 1958; PACHER, 1959; CLAR, 1963). Die mechanischen Eigenschaften bestimmt vor allem das Material selbst, das allerdings außerhalb des Gebirges, im künstlich entspannten Zustand, rasch scherbig und plattig zerfällt (Bild 2, Tafel I). Solche Gesteine werden nach KEIL (1959) in der Baupraxis treffend "veränderlich feste Gesteine" genannt. Fern von irgendwelchen äußerlichen Einflüssen besitzt das Sediment noch seine unveränderte Eigenfarbe mit Grau- und Schwarztönen, herrührend von sehr fein verteiltem Eisen-(II)sulfid und geringem Bitumengehalt.

Die dunklen, ursprünglichen Farben bleiben auch dann noch erhalten, wenn das Gestein mit Annäherung an die Geländeoberfläche infolge des allmählich sich ändernden Spannungszustandes im Gebirge die ersten wahrnehmbaren Veränderungen zeigt. Dabei entwickeln sich in zunehmendem Maße Diskontinuitätsflächen, welche das Gebirge in quader- oder plattenförmige Gebilde zerlegt. Sie sind es auch, die zunächst immer mehr sein mechanisches Verhalten bestimmen und eine Einstufung in die Bodengewinnklasse "leichter Fels" (DIN 18300 2.27) gestatten.

Bei Peliten verändern sich mit der Größe und Gestalt der Gebirgskörper aber auch deren physikalische Eigenschaften. Noch bei größerem Abstand der Diskontinuitätsflächen verringert sich mit abnehmender Überdeckung das Raumgewicht und die Druckfestigkeit; Porenvolumen und Wassergehalt vergrößern sich entsprechend. Im Handstück ist dies noch kaum

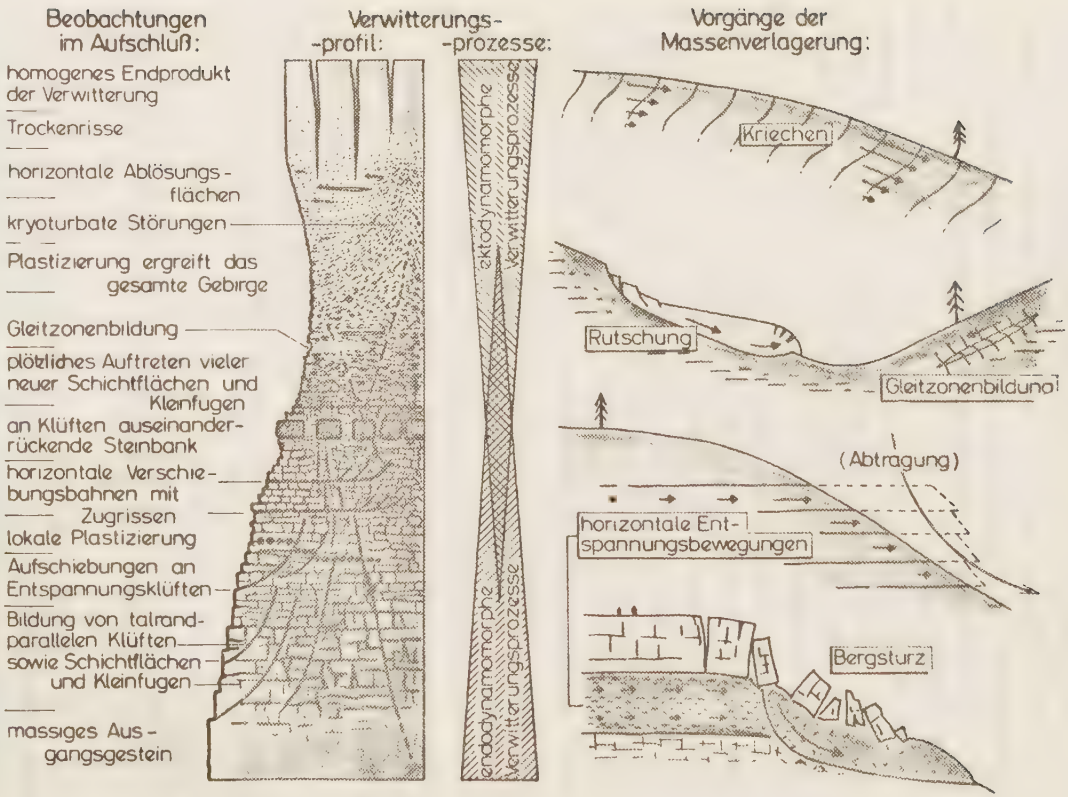


Abbildung 21

Abb. 21: Beobachtungen im Verwitterungsprofil sowie typische Massenverlagerungen der verschiedenen Verwitterungszustände.
Im Untersuchungsgebiet spielen sich Kriechvorgänge etwa in Tiefen bis zu 1,5 m ab. Die Bewegungsflächen für Rutschungen sowie die Gleitzonenbildungen treten häufig in 2 m bis 3 m Tiefe auf. Die horizontalen Verschiebungsbahnen sind bis etwa 20 m unter Gelände nachgewiesen. Der auslösende Mechanismus für Bergstürze am Albtrauf ist vorerst noch hypothetisch. Die vermuteten Bewegungen werden unter einer Überlagerung von mehreren Zehnermetern stattfinden.

---

wahrnehmbar, wohl aber registriert man eine Veränderung im Aussehen der frischen Bruchflächen, die zuerst muschelig und splittrig, allmählich aber ebenflächig und glatt erscheinen (Bild 3, Tafel I). Näher zur Geländeoberfläche stellt sich sporadisch zuerst auf Klüften, bald aber auch auf den Schichtflächen ein brauner Anflug von Eisenoxidhydrat ein. Daß es die Klüfte sind, die den von außen eindringenden Verwitterungsagenzien, insbesondere dem Sauerstoff den Weg bahnen, erkennt man auch daran, daß sich ihre unmittelbare Nachbarschaft langsam zu verfärben beginnt. Die dunklen und schwarzen Töne machen hier allmählich hellen, häufig bräunlichen Farben Platz. Die Zerlegung durch ständig neu sich öffnende Kluft- und Schichtflächen schreitet dabei fort, und ein weiteres wichtiges Stadium auf dem Wege der Verwitterung ist dann erreicht, wenn an den Kluftflächen beginnend, das bräunlich verfärbte Material millimetertief abgrust. Durch Sickerwässer nimmt dieses zerkleinerte Material weiter Wasser auf, bis es als weiche, tonige Masse verschlämmt wird und ebenfalls dünne Kluftbeläge bildet.

In noch höheren Profilabschnitten stellt man in vielen Aufschlüssen eine fast schlagartig einsetzende Beschleunigung der Zerlegung fest. Die Oxidation kann nun immer größere

Bereiche des Gesteins ergreifen. Braune Farbtöne sowie zersetzte Toneisensteinkonkretionen und Fossilien tauchen auf. Frisch aufgebrochene Pelitplatten können noch den ursprünglich dunkel gefärbten Kern besitzen.

Parallel zur fortschreitenden Zerkleinerung der Pelitkörper macht auch die Abgrusung und Aufweichung an ihren Begrenzungsflächen Fortschritte. Zunächst läßt sich dieser Prozeß nur mit der Lupe erkennen. Mit abnehmender Überdeckung sind schließlich viele Platten randlich von kleinstückigem und meist auch weicherem Ton- und Schluffsteinmaterial umgeben. Verlängert man den Verlauf der in tieferen Niveaus noch markant ausgeprägten Klüfte nach oben, so fallen dort kleinere, randlich stärker plastizierte Pelitkörper auf, als in der gleich tief liegenden Nachbarschaft. Auch dadurch kommt die bessere Wegsamkeit für die Atmosphärilien entlang der Kluftbahnen zum Ausdruck.

Sieht man einmal von der Verwitterungsbildung unter Wasserbedeckung ab, so kann das synoptische Profil der untersuchten Pelithorizonte bei allen morphologischen Situationen mehr oder weniger ähnlich angetroffen werden. Höher im Profil ist dann aber eine stärkere Differenzierung möglich. Je nachdem, wie stark die Schwerkraft und die übrigen exogenen Kräfte einwirken, entstehen unterschiedliche, aber charakteristische Typen der Verwitterung (s. Abschn. 4). Sie können voll und ganz den Abtragungskräften anheimfallen, so daß von nun ab unvollständige, degradierte Profile mit in die Überlegungen einbezogen werden müssen.

Generell ist das Verwitterungsprofil bis zur belebten Bodenzone nun gekennzeichnet durch eine progressive Zerkleinerung der Pelitkörper, einer Überführung dieser Teile in einen feuchteren und weniger dichten Lagerungszustand, dem fortschreitenden Abplatzen und Abgrusen von kleinstückigem Material an den Randzonen der Körper und einem damit verbundenen Plastizierungsprozeß, der die gesamte Oberfläche der kleinen Pelitkörper erfassen kann.

Die Textur der Verwitterungsmassen, d.h. die Form und die Anordnung der meist plattigen Pelitkörper geht mit weiterer Annäherung an die Geländeoberfläche in einen ungeregelteren Zustand über. Immer schwieriger wird deshalb die Erkennung des "schiefrigen" Ausgangsgesteins. Schließlich entsteht ein nahezu homogen erscheinender Ton, der entsprechend seinem Wassergehalt, hart und mit Schrumpfrissen durchsetzt sein kann oder als weiche, schmierige Masse vorliegt. Eine derartige Zustandsform, die etwa dem teilweise plastizierten Material zwischen den weniger stark verwitterten Pelitkörpern gleicht, kann als normalkonsolidiert betrachtet werden. Im erdfeuchten, ungestörten Zustand läßt sich das Material in den meisten Fällen in wenige Kubikzentimeter große Polyeder zerlegen. An diesen Grenzflächen ist ein intensiver Austausch von Wasser und Luft möglich. Dadurch erklärt sich auch die erstaunlich rasche Konsistenzänderung von mehreren Dezimeter dicken Schichten nach Niederschlägen oder starker Sonnenbestrahlung. In wenigen Stunden kann das gesamte Konsistenzband (Wassergehalt zwischen Schrumpf- und Fließgrenze) durchlaufen werden, die kleinen Unstetigkeitsflächen verschwinden dabei oder werden wieder sichtbar. Infolge des hohen Schwellvermögens der tonig-schluffigen Massen schließen sich gleichzeitig mehrere Zentimeter breite Trockenrisse so schnell, wie sie wegen des großen räumlichen Schrumpfmaßes auch wieder aufreißen. Ein und dasselbe Material kann daher sowohl die Bedingungen für "schweren Boden" (DIN 18300 - 2.26) oder in extremen Fällen für "wasserhaltenden Boden" (DIN 18300 - 2.22) erfüllen. In der Regel erfolgt nach dieser Vorschrift eine Einstufung in "bindiger, mittelschwerer Boden" (DIN 18300 2.25). Die Farben wechseln im engen Bereich, je nachdem ob durchlüftete, oxidierende oder schlecht durchlüftete, reduzierende Bedingungen herrschen, zwischen Ockerbraun über Grau zu Grüngrau oder Schwarz. Ein intensiv verwitterter Ton- oder Schluffstein kann also die Farben eines Pseudogleys annehmen. Flache Rutschungen in diesem Material, dem eigentlichen Arbeitsgebiet des Bodenmechanikers, sind in Südwestdeutschland recht häufig. Sie werden in der vorliegenden Arbeit nicht behandelt.

Der humose Oberboden, als Abschluß im Profil, ist selten dicker als 30 Zentimeter entwickelt und gut gegen das Liegende abgrenzbar. Da aber die Reaktionsprodukte des Edaphons sowie Düngungen eine tiefer reichende Wirkung besitzen und die bodenphysikalischen Eigenschaften verändern können, ist bei der Probenentnahme für Laborversuche darauf zu achten, solche störenden Einflüsse auszuschalten. Deswegen kommen nur durch eine Fremdschuttdecke geschützte, oder tiefer liegende Zonen in Betracht, und die obere Grenze der erforschten Objekte liegt nicht erst dort, wo der typische Geruch der Actinomyceten oder ein kräftiger Farbumschlag Einhalt gebietet.

3.2. Dynamische Vorgänge im Verwitterungsprofil

Die Tiefenwirkung der Entspannungserscheinungen, sei es in Form von Klüften und aufgehenden Schichtflächen oder aber auch durch elastische und plastische Reaktionen, ist bei kalkarmen Peliten noch nicht erforscht.
(Bei magmatischen Gesteinen geben WILHELMY (1958) 30 m, KIESLINGER (1958) bis 50 m und MÜLLER (1963) bis zu 80 m an. Bei speziell auf dieses Thema ausgerichteten Untersuchungen in Mergelsteinen des süddeutschen Weißen Jura durch KRAUSE (1966) reicht die Zerklüftung durch Gebirgsentspannungen bis etwa 50 m unter Gelände. Für die Pelite des Braunjura vermutet derselbe Autor ein weitgehend plastisches Reagieren und verweist die Brucherscheinungen in die unmittelbare Oberflächennähe.)
Die ersten Entspannungsklüfte, einem rein tektonisch oder von der Morphologie her geprägten Kräfteplan folgend, entstehen in den Peliten nach eigenen Beobachtungen (sie reichen bis etwa 25 m Überdeckung) in etwas größerer Tiefe als sich die latent vorhandenen Schichtflächen öffnen. Darin kommen erste Anzeichen einer minimalen horizontalen Bewegung zum Ausdruck.

Neben der allgemein bekannten Hangklüftung, die in pelitischem Material oft eine schüsselartige, konvex zum Tal hin geöffnete Form besitzt, gibt es in den untersuchten tonig-schluffigen Horizonten noch kleine, etwa handtellergroße, meist senkrecht stehende Fugen und Klüftchen. Sie vermitteln meist nur zwischen einzelnen Schichtflächen und sind in ihrem Habitus ein Zeichen für spröde reagierendes Material. Auf ihre wichtige Bedeutung im Zusammenhang mit Gebirgsentspannungen wird im Abschnitt 7.53 ausführlicher eingegangen.

Wegen der fortschreitenden Zerkleinerung des ursprünglich massigen Gebirges steht man in der Betrachtungsweise des Verwitterungsprofils schließlich an einem Scheideweg. In der Geologie interessieren vor allem die s-Flächen und deshalb richtet sich das Augenmerk im Profil so lange auf sie, bis ihre Aussagekraft durch den zunehmenden Einfluß der exogenen Kräfte nachläßt. Der darüber folgende Abschnitt wird pauschal als Verwitterungszone behandelt.

Wenn aber gerade die Verwitterung und Fragen der damit im Zusammenhang stehenden Böschungs- und Hangstabilität untersucht werden, kommt man fast zwangsläufig dazu, nicht die Begrenzungsflächen, sondern die Körper selbst zu betrachten. Die immer unkontrollierbarer werdenden Verstellungen und die fortschreitenden Zerkleinerungen der Pelitkörper machen allmählich ein reproduzierbares Messen der Begrenzungsflächen unmöglich.

An einzelnen Kluftflächen kann die geschilderte Zerlegung schon in größerer Tiefe beginnen. Besonders die Lineare sich schneidender Kluftflächen werden von der Zerstörung betroffen. Manchmal kann man abgerundete Schnittkanten finden. (Bild 4, Tafel I) Diese Beobachtungen lassen den Schluß zu, daß großvolumige Gebirgskörper dieses Verwitterungszustandes sich geringfügig gegeneinander bewegen.

> Abgesehen von einer inhomogenen Expansion einzelner Gebirgsbereiche durch Entlastung, könnten auch schon stärkere, klimatisch gesteuerte Veränderungen oder in diesem Verwitterungszustand bereits meßbare Wassergehaltsdifferenzen die Ursachen für die dazu erforderlichen Kräfte sein. Für unterschiedlich große Entlastungs- und Schwelldrücke kann auch die größere Wegsamkeit bei stärkerer

tektonischer Klüftung eine Rolle spielen. Auch der Umstand, daß das Zuschlämmen und Freispülen offener bzw. verstopfter Klüfte ein dynamisches Wasserbahnensystem hervorruft, in das gelegentlich auch schon tiefer reichende Pflanzenwurzeln eingreifen, muß dabei berücksichtigt werden. In die weniger stark mit Unstetigkeitsflächen durchsetzten Abschnitte kann Wasser durch Diffusion eintreten (YONG & WARKENTIN, 1967). Gelegentlich findet man auch in den hier untersuchten Gesteinen stagnierende, stark mineralisierte Kluftwässer. Bei Wasserentzug sind dann Kristallisationsdrücke möglich (frdl. mündl. Hinweis von Prof.Dr.EINSELE).

Die interessanteste Beobachtung in diesem Verwitterungszustand, wo die Unstetigkeitsflächen gelegentlich schon einen dünnen Belag von stärker plastiziertem Material besitzen, sind schichtparallele, also mehr oder weniger horizontal verlaufende Verschiebungsflächen. Entlang solchen 1 bis 3 cm dicken, stark zerschuppten und durchkneteten Flächen wird ein weiterer Entspannungsprozeß sichtbar. Dabei bewegen sich in ihrem Verband ungestörte, verwitterte Komplexe infolge der horizontalen Komponente der Entspannung dorthin, wo der passive Erddruck ein Minimum besitzt, also gewöhnlich zur Talflanke (s. Abschn. 7.2.).

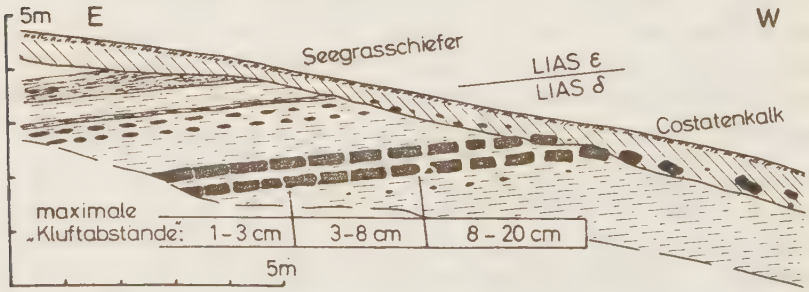


Abb. 22: Durch horizontale Entspannungsbewegungen einer mergeligen Pelitserie im Amaltheenton (Lias δ) auseinanderrückende Kalkbänke (weitere Ausführungen dazu im Abschnitt 7.2.). Rohrgraben südlich Pliensbach (Meßtischblatt Nr. 7323, Weilheim, r 35 43,7 h 53 90,16). (Kalklösung an den Kluftflächen kann hier ausgeschlossen werden, da der Kalkgehalt des mergeligen Sediments nahezu gleichbleibt.)

Weitere sichtbare Hinweise für Entspannungen treten mit abnehmender Überdeckung immer zahlreicher auf. Am augenfälligsten sind sie an Hanglagen, da hier ihrer horizontalen Komponente weniger Widerstand entgegengesetzt wird. Deutlich erkennbar ist das an Kalkbänkchen, die gelegentlich in manchen Pelithorizonten eingeschaltet sind. Sie rücken an Klüften horizontal auseinander, wobei sich der Kluftabstand mit Annäherung an die Geländeoberfläche vergrößert (s. Abb. 22).

Als Hinweise für Entspannungen in Oberflächennähe werden auch Auf- und Abschiebungen angesehen, welche sich aus Entspannungsklüften entwickeln. Sie erreichen mehrere Zentimeter große Versatzbeträge und dokumentieren zweifelsfrei diese irreversible Volumenvergrößerung des Sediments (s. Abb. 34). Von SCHOLZ (1966) werden solche gemeinsam beobachteten Aufschiebungen ebenfalls beschrieben.

Auch lassen sich jetzt Konkretionen und sogar reich skulptierte Fossilien leichter aus dem teilweise entspannten Sediment heben.
Die vertikale Komponente der Entspannungserscheinungen wird von den Wirkungen der Schwerkraft überprägt und kommt daher weniger zur Geltung. Anzeichen für vertikale Entspannungen sind beispielsweise auch schüsselförmige Diskontinuitätsflächen, welche in ebenem Gelände konvex zur Geländeoberfläche geöffnet sind (s. Bild 5, Tafel I).

> Die eigentlichen Rutschungen reichen noch nicht bis zu diesem Verwitterungszustand hinab, doch mag bei vielen Bergstürzen am Steilrand der Schwäbischen Alb die Entspannung, insbesonders im Ornatenton, das initiale Moment dazu darstellen.
> (Einschlägige Untersuchungen hierzu gibt es bis jetzt noch nicht.)

Die Voraussetzungen für Rutschungen und oberflächennahe Kriechvorgänge in den behandelten Peliten sind erst dann gegeben, wenn die Zerlegung des Gesteins so weit fortgeschritten ist, daß es einen dünnplattigen, "schiefrigen" Habitus besitzt. Dies geschieht in vielen Profilen oft innerhalb weniger Zentimeter. Viele Schichtflächen haben sich dann neu geöffnet und immer zahlreicher werden auch die kurzen, senk-

recht zur Schichtung verlaufenden Fugen. Diese streichen in tieferen Aufschlußbereichen häufig noch etwa parallel zu den Entspannungsklüften, verlaufen dann aber rasch regellos (s. Abschn. 7.53 mit Abb. 42). Nun findet man auch die horizontalen Massenverlagerungen auf Schichtflächen in sehr großer Zahl.

Die übliche Definition der Verwitterungstiefe, wie sie beispielsweise der Bauingenieur aufstellt, reicht etwa bis an die Basis des zuletzt geschilderten Verwitterungszustandes. Der überwiegend dunkel gefärbte, tiefer liegende Anteil des Profils wird meistens als unverwittert betrachtet. In Fällen, wo ein Farbwechsel weniger ausgeprägt ist, liegt die Grenze bzw. der Übergang zum unverwitterten Gestein dort, wo die einzelnen Pelitkörper ein größeres Ausmaß (etwa Handtellergröße) annehmen. Im allgemeinen genügt dann der "Boden" nicht mehr der Bestimmung für "schwerer Boden" (DIN 18300 2.26).

Geht der Plastizierungsprozeß am Rande der einzelnen Pelitkörper weiter, so kann das Gestein immer mehr den Charakter eines "Kies-Ton-Gemisches" mit all den ungünstigen Eigenschaften einer solchen Kombination für die Stabilität von Böschungen und Hängen erhalten. Unter Umständen kann eine regelrechte Matrix entstehen, in der festere Pelitbrocken schwimmen. Meistens sind jedoch nicht alle Hohlräume des Verwitterungsproduktes von der tonig-schluffigen Matrix erfüllt.

> Breiartiges Ausfließen von tonigem Verwitterungsmaterial (ACKERMANN, 1955 und 1959) und ein Großteil der häufig anzutreffenden Kriechvorgänge und Rutschungen im Untersuchungsgebiet setzen diese Bedingungen voraus (EINSELE und WALLRAUCH, 1964). Auch Kryoturbationen, Frostkeile oder Taschenböden, die z.B. EINSELE & SEIBOLD (1961) publizieren, können nun im Profil gelegentlich gefunden werden. Dieser Verwitterungszustand zeigt am deutlichsten die Notwendigkeit, Größe und Verteilung der Verwitterungsreste, also der unterschiedlich großen Pelitkörper (s. Abschn. 3.31), zu ermitteln.

Es sind nun wahrscheinlich gerade diese Frosterscheinungen im Periglazial, welche an vielen Lokalitäten einen entscheidenden Einfluß auf den oberen Abschnitt der Profilentwicklung

ausüben. Nur durch die damit verbundenen Bewegungen und Durchknetungen können die oft mehrere Meter tief plastizierten Pelite, wie sie manchmal im Vorland der Ostalb auftreten, erklärt werden. Im Gegensatz zu den entsprechenden Horizonten der Westalb mit kräftiger rhenanischer Erosion und dementsprechend junger Verwitterung bleiben die mächtigen Verwitterungsbildungen der Ostalb häufig erhalten.
(Den Plastizierungsprozeß behandelt der Abschnitt 4.22.)

Abgesehen von den üblichen, statisch und kinematisch mehr oder weniger beherrschbaren Rutschvorgängen innerhalb der so vorbereiteten Verwitterungsmassen, tritt in dem teilweise plastizierten pelitischen Material noch ein weiterer, bisher nicht beschriebener Mechanismus der Massenumlagerungen auf. Es handelt sich dabei um eine Gleitzonenbildung in größerer Tiefe, ohne sichtbare Bewegungen an der Oberfläche. Kleine Verformungen innerhalb eines mehrere Zentimeter oder Dezimeter dicken, flächigen Bereiches setzen die pauschalen Scherfestigkeitsparameter des Materials herab, was schließlich zum Bruch führen kann (s. Abschn. 6.2.).

Die Entwicklung, welche Pelite vom unverwitterten, felsartigen in den verwitterten, knetbaren Zustand unter dem Einfluß der inneren Entspannungskräfte und der Atmosphärilien durchlaufen, werden in der obigen Betrachtung hauptsächlich unter dem Gesichtspunkt der Gefüge- und Texturänderungen sowie der oberflächengestaltenden Vorgänge aus gesehen. Etwa parallel dazu und sicher häufig in engem Zusammenhang mit diesen Veränderungen laufen aber auch chemische Prozesse. So verringert sich in sämtlichen erkundeten Profilen (s. Abschn. 2.11) mit zunehmender Verwitterung der Kalkgehalt. Weitere derartige Untersuchungen, wie etwa der Nachweis von leicht mobilisierbarer Kieselsäure, unterbleiben. Eine direkte Koppelung der chemischen Prozesse mit den gebirgszerlegenden Kräften scheint jedoch nicht immer zu bestehen.

Abbildung 23, ein Ausschnitt aus einem Aufschluß im Ornatenton (s. Abb. 4 und Abb. 40), zeigt eine Lage von unversehrten,

nicht oxidierten Fossilien und quer zu dieser Schichtfläche Bereiche mit unterschiedlich großen Pelitkörpern. Über mineralogische Differenzierungen im Profil berichtet der Abschnitt 5.

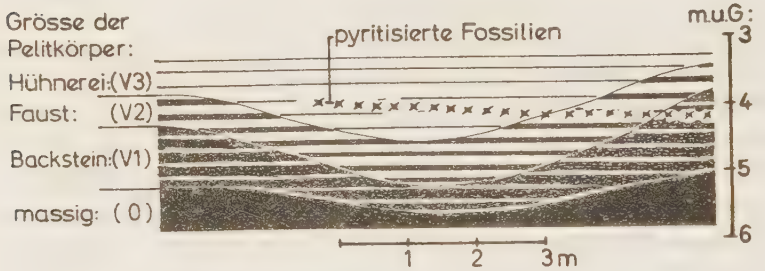


Abb. 23: Eine Lage chemisch nicht zersetzter Fossilien verläuft diskordant zu drei Verwitterungsgraden (V_1 bis V_3), in denen die Verwitterungsreste eine unterschiedliche Korngröße besitzen. Ornatenton bei Auendorf (Meßtischblatt Nr. 7324, Altenstadt, r 35 49,4 h 53 88,17).

3.3. Abgrenzung von Verwitterungsgraden

3.31 Bedeutung und Art der Abgrenzung

Die allmähliche Zerkleinerung der Pelitkörper vom kubikmetergroßen, durch Klüfte abgegrenzten Gebirgskörper bis zum feindispersen Tonaggregat dokumentiert am augenfälligsten den Gang der Verwitterung bei tonig-schluffigen Gesteinen im südwestdeutschen Mesozoikum. Zur Charakterisierung eines bestimmten Verwitterungszustandes oder zum Vergleich einzelner Aufschlüsse bietet sich daher die Größe dieser Pelitkörper, also die Ermittlung der realen Korngrößenverteilung des Gebirges an. Die reale Korngröße gibt praktisch

den Zerlegungsgrad wieder, den ein pelitisches Gestein im Laufe der Verwitterung bisher erreicht hat.
Da sich mit dieser fortschreitenden Zerkleinerung noch viele andere Eigenschaften des Gesteins ändern, wobei stellenweise sogar eine ausgesprochene Diskontinuität festzustellen ist und die verschiedenen Modi der Massenumlagerungen sich mehr oder weniger regelmäßig in ähnlichen Verwitterungszuständen wiederfinden (s. Abb. 21), ist eine nach bestimmten Korngrößen abgestufte Unterteilung im Verwitterungsprofil sinnvoll. Dadurch wird es möglich, genauer definierbare Verwitterungsgrade anzugeben. Die Eigenschaften gleicher oder verschiedener geologischer Horizonte, entsprechend dieser Abstufung, werden nun vergleichbar und schließlich kann auch daran gedacht werden, die Wirkungen der unterschiedlichen Einflüsse auf die Ausbildung der Verwitterungsprofile zu untersuchen. Es können also Abfolge und Mächtigkeit einzelner Verwitterungsgrade in Aufschlüssen eines begrenzten Gebietes vor allem mit den herrschenden äußeren Einflüssen in Beziehung gebracht werden. Es besteht dann auch die Möglichkeit, durch fossile Rutschungen übereinandergeschobene Profilabschnitte zu unterscheiden.

Andere Hauptkriterien zur Abgrenzung von Verwitterungsgraden sind im vorliegenden Fall weniger geeignet. Eine einfache Tiefenangabe scheidet aus, da ja allein schon die Beträge der Abtragung auf engem Raum stark differieren. Chemische oder mineralogische Bestimmungen zu diesem Zweck setzen in viel stärkerem Maße ideal homogene Ausgangsbedingungen voraus als dies bei dem gewählten Merkmal, der Korngrößenbestimmung, der Fall ist. Abgesehen vom größeren Zeit- und Apparateaufwand würden dabei aber die tiefer liegenden Zonen unberücksichtigt bleiben, wo die Zerlegung in erster Linie eine Folge der Entspannung ist. Die vorgeschlagene Gliederung in verschiedene Verwitterungsgrade, die bei EINSELE (1959) erstmals rein deskriptiv, später bei EINSELE u. WALLRAUCH (1964) mit definierten Grenzen erfolgt, hat den Vorzug eines natürlichen Systems, das mit zahlreichen praktischen Bedürfnissen, wie Gewinnbarkeit, Beschreibung und Deutung des mechanischen und hydrologischen Verhaltens verbunden werden kann. Untersuchungen der

bodenphysikalischen Eigenschaften von Kies-Ton-Mischböden, also Analoga zu den untersuchten Verwitterungsprodukten, wie sie von LEUSSINK et al. (1964) veröffentlicht werden, zeigen deutlich die Bedeutung der Korngrößen, besonders aber den starken Einfluß des Tonanteils auf Durchlässigkeit und Winkel der inneren Reibung.

> Die moderne Bodenmechanik bezeichnet Böden mit körnigem Aufbau als macromeritische Flüssigkeiten (WINTERKORN, 1953), auf die bekannte Gesetze aus der Physik der Flüssigkeiten wahrscheinlich mit Erfolg angewandt werden können. So gibt es z.B. Analogien zwischen der Temperatur einer Flüssigkeit und der Porenzahl eines dispersen Körnerhaufens, woraus sich theoretische Gleichungen für Kompressionskurven und für den Scherwiderstand ableiten lassen. Die Ermittlung des realen Korngrößenaufbaues der Verwitterungsprofile pelitischer Gesteine, wie sie in der vorliegenden Arbeit vorgeschlagen wird, ist deshalb auch ein kleiner Beitrag zu der sich anbahnenden neuartigen Bodenphysik. Ein rein toniges Gestein kann also korngrößenmäßig als "sandiger Kies" bezeichnet werden. Diese Vorstellung erleichtert das Verstehen mancher geologischer Erscheinungen, wie breiartiges Ausfließen von Verwitterungsmaterial, Kriech- und Rutschvorgänge sowie kryoturbate Strukturen in pelitischem Material. Eine derartige Betrachtungsweise macht auch die gelegentlich erfolgreichen Einsätze von Elektroosmose bei Rutschungen in solchem Verwitterungsmaterial verständlich, das ja in den seltensten Fällen als "Ton" ansteht.

Zur Bestimmung des realen Korngrößenaufbaues der verschiedenen Verwitterungsgrade werden die Proben einer schonenden Naßsiebung unterworfen, die also nicht die Größe der Mineralkörner bzw. kleinen Mineralaggregate, sondern die Größe der Verwitterungsreste erfaßt (Versuchsbeschreibung im Abschn. 9). Die jeweils nach der Größe der Pelitkörper unterschiedlich große Probe wird dabei direkt vom Anstehenden entnommen. Breiartig ausgeflossenes oder verrutschtes Material, das oft sehr schön den grobkörnigen oder gar rolligen Charakter verwitterter Pelite zeigt (Bild 6, Tafel I), ist dafür nicht geeignet. Entmischungsprozesse, die sich zwischen den unterschiedlich großen Verwitterungsresten unter der Wirkung der Massenträgheit und der mobilisierten Bewegungswiderstände abspielen, verfälschen die Ergebnisse. Je ungleichförmiger und gröber das Material ansteht, umso deutlicher tritt die Ent-

mischung bei Rutschvorgängen unmittelbar an der Geländeoberfläche in Erscheinung. Verstärkt wird die Sonderung nach Größe und Gestalt der Verwitterungsreste noch bei Anwesenheit größerer Mengen plastizierten Materials mit höherem Wassergehalt.

Bei bindigen Gesteinen, zu denen ja die Lockermassen der verwitterten Pelite gehören, wird nach dem Fachgebiet der Bearbeiter meistens nur das Endstadium der Verwitterung oder der mineralogische Aufbau betrachtet. Dann geben die erhaltenen Kornverteilungen, der Güte der Arbeitsmethode entsprechend, die Größe der Tonaggregate oder der Mineralkörner an. Größere, weniger stark verwitterte Pelitkörper, die noch eine gewisse Druckfestigkeit bewahrt haben, werden dabei vorher aussortiert oder mechanisch zerkleinert und völlig aufgearbeitet. Die Aussagekraft solcher Analysen bei der Erforschung von Verwitterungsprofilen und ihres mechanischen Verhaltens ist verständlicherweise sehr gering.
Den Unterschied zwischen der hier angewandten Methode und der herkömmlichen Aufbereitungsart zeigen die Kurven II und I der Abb. 24 c. Ein und dasselbe Material mit einem natürlichen Wassergehalt von beispielsweise 26,1 % ergibt dann bei intensiver Aufbereitung einen stark tonigen Schluff, bei der schonenden Naßsiebung dagegen einen tonig-sandigen Kies, wobei der Wassergehalt der Verwitterungsreste zwischen 12 % und 17 % schwankt, der des stärker plastizierten Materials aber 38,4 % beträgt. Auf die damit im Zusammenhang stehenden Folgerungen für die Praxis verweisen EINSELE u. WALLRAUCH (1964).

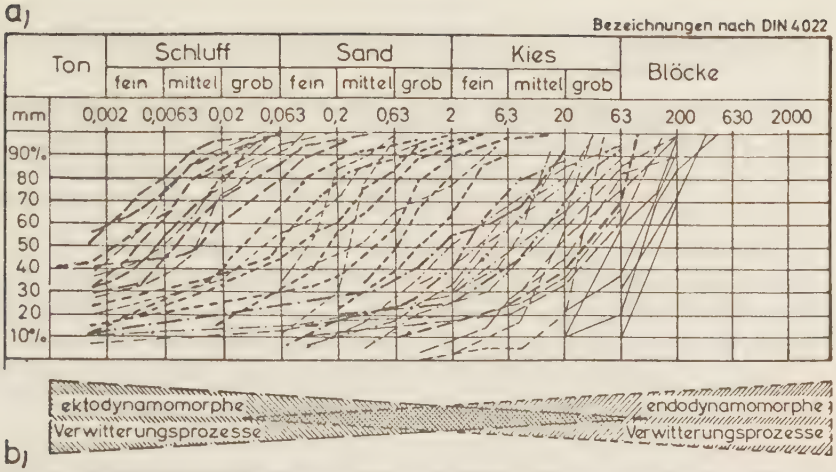
Die reale Korngrößenverteilung allein genügt weitgehend zur Beschreibung des statischen Zustandes. Sie ist wichtig für die Identifikation eines Bodenprofils und eine Einstufung nach genetischen Gesichtspunkten. Überall dort, wo Volumen- oder Formveränderungen größerer Verwitterungsmassen betrachtet werden, sind natürlich zusätzliche Kenngrößen erforderlich. Trotzdem stellen für viele praktische Probleme die reale Korngrößenverteilung und die daraus abgeleiteten Verwitterungsgrade allein schon eine gute, vorläufige Beurteilungsgrundlage dar. Besonders bei Standsicherheitsfragen läßt sich durch eine

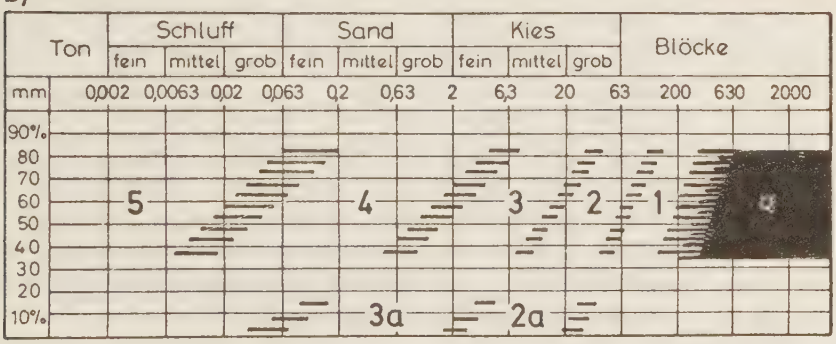
solche reproduzierbare Analyse die mögliche Lage einer potentiellen Gleitfläche, beispielsweise hinter einer Stützmauer oder in einer freien Böschung angeben. Art und Größe eventuell auftretender Gefahren durch Kriech- oder Rutschvorgänge lassen sich besser abschätzen. Auch der zeitliche und räumliche Ablauf elastischer oder plastischer Verformungen kann mit derartigen Angaben schon eingeengt werden, wenn sich durch den Nachweis der Identität oder Verschiedenheit mit ähnlichen Verhältnissen die Erfahrungen anderer Bauvorhaben nutzbringend übertragen lassen.

Es scheint daher auch für die Praxis nützlich, die allen Kennziffern auf irgendeine Art zugrunde liegende elementare Eigenschaft des realen Korngrößenaufbaus bei Peliten näher zu charakterisieren, da erst dessen Kenntnis eine sinnvolle Einstufung aller anderen Laborwerte gestattet.
Mit Hilfe vieler, in das folgende Schema eingeordneten Routineuntersuchungen werden sich dann weitere Gesetzmäßigkeiten ableiten lassen, die bisher unerkannt geblieben sind, weil der Begriff "Verwitterungszone" noch zu allgemein und verschleiert aufgefaßt wird.

3.32 Definition der Grenzen für die einzelnen Verwitterungsgrade

Die Abgrenzung der einzelnen Verwitterungsgrade erfolgt empirisch durch die Ermittlung der Kornverteilungen vieler Proben, die aus ähnlich erscheinenden Verwitterungszuständen in Geländeaufschlüssen entnommen werden. Dieses Vorgehen ist zweifellos stark subjektiv gefärbt, doch gibt es eine ganze Reihe von Merkmalen und Geländebeobachtungen, die schließlich zu der fünf- bzw. sechsstufigen Abgrenzung führen, wie sie in Abb. 24 a und b gezeigt wird. In diesen Kornverteilungsdiagrammen sind auf der Abszisse die Logarithmen der Zahlenwerte der Korngrößen, auf der Ordinate die Gewichtsprozente in arithmetischer Teilung aufgetragen. Abb. 24 a gibt die voll-





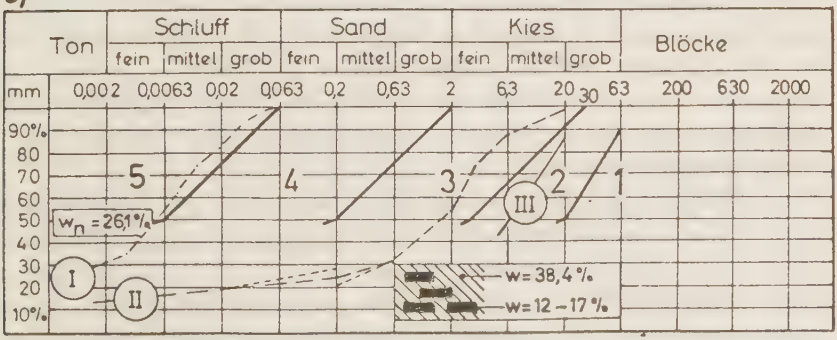


Abbildung 24

Abb. 24: Abgrenzung der Verwitterungsgrade im Kornverteilungsdiagramm nach DIN 4022.

a) Summenlinien, erhalten durch schonende Naßsiebung von Verwitterungsmaterial pelitischer Gesteine verschiedener geologischer Horizonte (s. Abschnitt 2.11). Die Proben hierfür entstammen Verwitterungszuständen, welche sich im Aufschluß deutlich voneinander abheben.

b) Aus dieser Kurvenschar (sowie einer größeren Anzahl unvollständiger Kornverteilungskurven) abgeleitete Grenzbereiche von fünf Verwitterungsgraden (1 bis 5; 0 ≙ unverwittert). Haben die ektodynamomorphen Verwitterungsprozesse auch in größerer Tiefe eine gewisse Bedeutung, so besitzt das Material nennenswerte Feinkornanteile. Die Summenlinien verlaufen dann außerhalb der Bereiche 3 a und 2 a.

c) Kurven I und II: Ornatenton, gleiche Probe; herkömmliche Aufbereitungsart zerlegt das Gestein in einen schluffigen Ton (I). Bei schonender Naßsiebung ergibt dasselbe Material einen schwach tonigschluffig, sandigen Kies (II). Der durchschnittliche Wassergehalt w_n dieser Probe setzt sich zusammen aus dem niedrigeren Wassergehalt der Verwitterungsreste (12 % bis 17 %) und dem höheren Wassergehalt der millimeterdicken, plastizierten Hüllmasse (38,4 %).
Kurve III: unvollständige Kornverteilungskurve einer Opalinustonprobe; ermittelt durch zwei Siebungen. Für den Ornatenton könnte die geringfügig zu feineren Korngrößen verschobene Abgrenzung (1 bis 5) Anwendung finden.

---

ständig ermittelten Kornverteilungen wieder, Abb. 24 b markiert die daraus entwickelten Grenzen der entsprechenden Verwitterungsgrade. Zur Festlegung der Grenzbereiche zwischen den einzelnen Verwitterungsgraden dienen noch unvollständige Korngrößenanalysen, die lediglich charakteristische Ausschnitte der Kornsummenlinie liefern (z.B. Kurve III, Abb. 24 c).
Den in Abb. 24 c eingezeichneten Abgrenzungen der fünf Verwitterungsgrade liegen Untersuchungen aus einem Ornatentonaufschluß (s. Abb. 3) zugrunde. Diese zuerst aufgestellte Einteilung mußte später aufgegeben werden, da sich für Proben aus anderen Aufschlüssen, insbesonders dem Opalinuston, die leicht zu gröberen Korngrößen verschobene Unterteilung nach der Abbildung 24 b ergibt.

3.321 Felduntersheidungsmerkmale für die Verwitterungsgrade

Kriterien für die Felduntersheidung sind oben im Profil beginnend, für den später als Verwitterungsgrad V_5 ausgeschiedenen Bereich, die nahezu vollständige Homogenität und eine glatte, bei manchen Wassergehalten fast spiegelnde Schnittfläche bei der Bearbeitung mit Grabwerkzeugen. Schwundrisse zerlegen das Material in prismatische oder kubische Polyeder in Zentimeter- oder Dezimeterdimensionen. Für den Verwitterungsgrad V_4 ist dagegen eine rauhe, matt erscheinende Schnittfläche typisch, die von den feinen, blättchenförmigen Verwitterungsresten herrührt. Schwundrisse sind weniger häufig und bilden mehr kubische, unregelmäßig begrenzte Körper, die mit Annäherung an den Verwitterungsgrad V_3 kleiner werden. Die Abgrenzung zum Verwitterungsgrad V_3 ist im Gelände häufig dort, wo die meisten Schrumpfrisse enden. Von nun an treten auch die mehr oder weniger horizontalen bzw. parallel zum Hang verlaufenden Schwundrisse oder Ablösungsflächen (s. Abschn. 6.1.) hervor, je nachdem, wie stark die äußeren Kräfte die Verwitterungsreste einregeln. Verstellungen der kleinen Pelitkörper durch Frosteinwirkungen im Periglazial enden gewöhnlich beim Übergang zum Verwitterungsgrad V_2. Im Verwitterungsgrad V_3 läßt sich das schichtige Ausgangsgestein mit zunehmender Deutlichkeit erkennen, während die Klüftung im Gegensatz zu Verwitterungsgrad V_2 nur in seltenen Fällen zum Ausdruck kommt. Häufig muß das Material nun als ausgesprochen rollig bezeichnet werden, da die Dicke der Teilchen im Verhältnis zu ihrem größten Durchmesser relativ groß ist (s. Abschn. 3.51). An senkrechten Böschungen kommt es auch zur spontanen Ablösung größerer Schollen, während die stärker plastizierten Abschnitte der Verwitterungsgrade V_4 und V_5 überhängend stehenbleiben können. Wie im Verwitterungsgrad V_2 gibt es nun zwei Kurvenbündel mit verschiedenem Ungleichförmigkeitsgrad, je nachdem, wie stark der randliche Plastizierungsprozeß fortgeschritten ist. Proben aus überwiegend ektodynamomorphen Profilen

liefern Kurven, die außerhalb der Bereiche 3 a bzw. 2 a im Diagramm der Abb. 24 b liegen. Sie haben ins Gewicht fallende Schluff- und Tonkornanteile. Schließlich liegen bei einer großen Zahl der Rutschungen in den südwestdeutschen Peliten die Gleitflächen und auch die Gleitzonenbildungen im Verwitterungsgrad V_3. Während der Übergang zwischen V_4 und V_3 die Geländeform oft in groben Zügen nachzeichnet, läßt die Grenze zu V_2 selten eine derartige Beziehung erkennen. Allerdings scheint sie auch zur Schichtung manchmal beziehungslos zu verlaufen. Der Verwitterungsgrad V_2, meist die ursprünglich dunkle Farbe besitzend, zeigt eine ausgesprochen deutliche Schichtung, auch Kluftflächen können eingemessen werden, und der Handaushub von Gruben wird nun stets parallel zu den plattigen Pelitkörpern getätigt. Hier findet man auch schon die mehr oder weniger horizontalen, schichtparallelen Massenbewegungen durch Entspannungsvorgänge. Im V_1 ist ein Handaushub äußerst mühsam. Senkrechte, ebenflächige Baugrubenwände können wegen der zunehmenden Größe der Pelitkörper immer schwieriger hergestellt werden. Der Plastizierungsprozeß beschränkt sich im wesentlichen auf Kluftflächen.

Die Aufschlüsse, welche zur Aufstellung der Unterteilung nach Verwitterungsgraden dienen und aus denen die Proben für die Kornverteilungskurven stammen, sind im Abschnitt 2.11 mit einer kurzen Charakterisierung aufgeführt. Im wesentlichen lassen sich die Felddunterscheidungsmerkmale bei fast allen anderen Aufschlüssen im Untersuchungsgebiet anwenden, denn die Tiefenlage der einzelnen Verwitterungsgrade erreicht nur in seltenen Fällen extreme Werte. Dort, wo zum Beispiel lokal eine mehrere Meter mächtige Decke der Verwitterungsgrade V_5 und V_4 vorliegt, fehlen natürlich kryoturbate Störungen im darunter liegenden Verwitterungsgrad V_3. Die bodenphysikalischen Eigenschaften (wie Wassergehalt, Porosität, Raumgewicht, Flügelsonden-Scherfestigkeit und Rammwiderstand) von Material mit einem Verwitterungsgrad, welcher sonst flacher unter der Geländeoberfläche ansteht, bleiben jedoch von der etwas größeren Tiefe nahezu unbeeinflußt. Eine Einstufung solcher Profilabschnitte in das aufgestellte Schema der Verwitterungs-

grade geschieht daher ohne Zwang.

3.322 Bodenphysikalische Unterscheidungsmerkmale und Aufschlußbilder für die Verwitterungsgrade

Die folgenden Photographien und zusammenfassenden Ergebnisse aus Feld- und Labortests für die verschiedenen Verwitterungsgrade können beim hier betrachteten Stoff den visuellen Eindrück am Objekt ebensowenig ersetzen, wie eine noch so detaillierte Beschreibung. Bei der Feldaufnahme, auf welcher der Schwerpunkt der Untersuchungen liegt, prägen viele oft sogar unbewußt aufgenommene Eindrücke, Merkmalsgruppen und Kombinationen mehrerer Eigenschaften ein bestimmtes Bild. Das wichtigste Merkmal ist der reale Korngrößenaufbau. Durch ihn kann ein Aufschlußbereich zwar einem bestimmten Verwitterungsgrad zugeordnet werden, einen zutreffenden Gesamteindruck erhält man jedoch erst durch zusätzliche Angaben. Solche bodenphysikalischen Werte sind wie die Bestimmung des realen Korngrößenaufbaues wegen Unregelmäßigkeiten im Gebirge nur zu einem gewissen Grad reproduzierbar.
Da diese Heterogenität auch bei den einzelnen Verwitterungsgraden eine unterschiedlich große Bedeutung besitzt, wird im Folgenden bei jedem Verwitterungsgrad diejenige Aufschlußgröße angegeben, aus welcher sich ein repräsentativer Gesamteindruck gewinnen läßt. In den einzelnen Verwitterungsgraden bestimmen dabei unterschiedliche Kenngrößen die Abmessungen eines solchen quasi "homogenen Bereiches". Im leicht aufgewitterten Zustand (Verwitterungsgrad V_1) z.B. ist der Einfluß der Diskontinuitätsflächen maßgebend, im verwitterten Zustand (V_3) müssen die Textur und größere Wassergehaltsdifferenzen berücksichtigt werden. Wegen kleiner Bodenklüftchen und vereinzelten größeren Verwitterungsresten muß auch der stark verwitterte Bereich (V_4) und das völlig verwitterte Material (V_5) eine bestimmte Mindestprobengröße besitzen.

Da die bodenphysikalischen Kenngrößen mehr oder weniger alle vom herrschenden Wassergehalt abhängen, werden hier nur solche Durchschnittswerte angeführt, wie sie für das Untersuchungsgebiet unter einer schützenden Bodendecke (>ca. 1 m) typisch sind. Größenordnungsmäßig handelt es sich dabei also um die für den Dekonsolidationsgrad charakteristischen Werte. Die einzelnen Abkürzungen bedeuten:

w_n = natürlicher Wassergehalt
γ_n = Raumgewicht
ε = Porenziffer
S,r. = räumliches Schrumpfmaß
w_a = Ausrollgrenze
n = erforderliche Schlagzahl für 10 cm Eindringtiefe (Künzelstab, Spitze: 10 cm^2 Querschnitt, 60^o)
τ = Flügelsonden-Scherfestigkeit (vierblättriger Flügel, 44 x 88 mm)
l = Kantenlänge eines Würfels, aus dem sich ein repräsentativer Gesamteindruck gewinnen läßt.

Verwitterungsgrad V_5:

w_n	= 25 - 30 %	S,r.	= 25 %
w_a	> 20 %	n	= 5 - 10
γ_n	= 1,85 - 1,95 t/m^3	τ	= 0,4 - 0,8 kp/cm^2
ε	= 0,85 - 0,9	l	= 10 cm (ohne Beachtung größerer Schwundrisse, vgl. Bild 4, Tafel II)

Vgl. Beispiele aus dem Opalinuston (Bild 1, Tafel II) und dem Ornatenton (Bild 2, Tafel II).

Verwitterungsgrad V_4:

w_n	= 20 - 25 %	S,r.	= 20 %
γ_n	= 1,95 - 2,05 t/m^3	n	= 11 - 20
ε	= 0,68 - 0,8	τ	= 0,8 - 1,2 kp/cm^2
		l	= 20 cm

Vgl. Beispiele aus dem Ornatenton (Bild 3, Tafel II) und dem Opalinuston mit dem Übergang von Verwitterungsgrad V_5 in V_4 (Bild 4, Tafel II).

Verwitterungsgrad V_3:

w_n	= 16 - 19 %	S,r.	= 17 %
w_a	~ 20 %	n	= 20 - 50
γ_n	= 2,05 - 2,15 t/m^3	τ	= 1,5 - 2,0 kp/cm^2
ε	= 0,53 - 0,68	l	= 40 cm

Vgl. Beispiele aus dem Opalinuston mit wenig Feinkornanteil (Bild 5, Tafel II) und dem Turneriton mit viel Feinkornanteil (Bild 6, Tafel II zeigt eine kryoturbate Störung).

Verwitterungsgrad V_2:

w_n	= 13 - 15 %	S,r.	= 13 %
γ_n	= 2,15 - 2,25 t/m^3	n	> 60
ε	= 0,4 - 0,53	τ	> 2,5 kp/cm^2
		l	= 50 cm

Vgl. Beispiele aus dem Amaltheenton ohne Feinkornanteil und dem Opalinuston mit Feinkornanteil (Bilder 1 u. 2, Tafel III).

Verwitterungsgrad V_1:

w_n	= 10 - 12 %	S,r.	= 10 %
w_a	< 20 %		
γ_n	= 2,25 - 2,35 t/m^3		
ε	= 0,3 - 0,4	l	= 100 cm

Vgl. Beispiele aus den Ludwigienschichten und dem Amaltheenton (Bilder 3 und 4, Tafel III).

Unverwittert (0):

w_n	= 7 - 9 %	S,r.	= 7 %
γ_n	= 2,35 - 2,45 t/m^3		
ε	= 0,2 - 0,3	l	= kleines Handstück;

bei stärkerer Zerklüftung mehrere Meter.
Vgl. Beispiel aus dem Opalinuston (Bild 5, Tafel III).

3.33 Mächtigkeiten der einzelnen Verwitterungsgrade

Abgesehen von wichtigen und spezifischen Unterschieden, welche von den äußeren Einflüssen,wie Morphologie, Exposition, Inklination und Vegetation abhängen (Abschn. 4), stehen die einzelnen Verwitterungsgrade im Untersuchungsgebiet gewöhnlich bis zu folgenden Tiefen an (siehe auch Abb. 26):

Verwitterungsgrad	von [m]	bis [m]
V_5	-	1
V_4	0,2	1,7
V_3	1	3
V_2	2	10
V_1	3	?
0	ab 5 - 15	

Mit diesem Schema sollen also nur Größenordnungen aufgezeigt werden. Die Mächtigkeitsverhältnisse können sich schon auf engem Raum grundlegend ändern (siehe z.B. Abb. 20 b sowie Abb. 29 a und b). Die Konsequenzen für die Praxis sind daher nicht zu weite Raster bei Vorerkundungen für wichtige Bauvorhaben, wie beispielsweise tiefere Einschnittsböschungen.

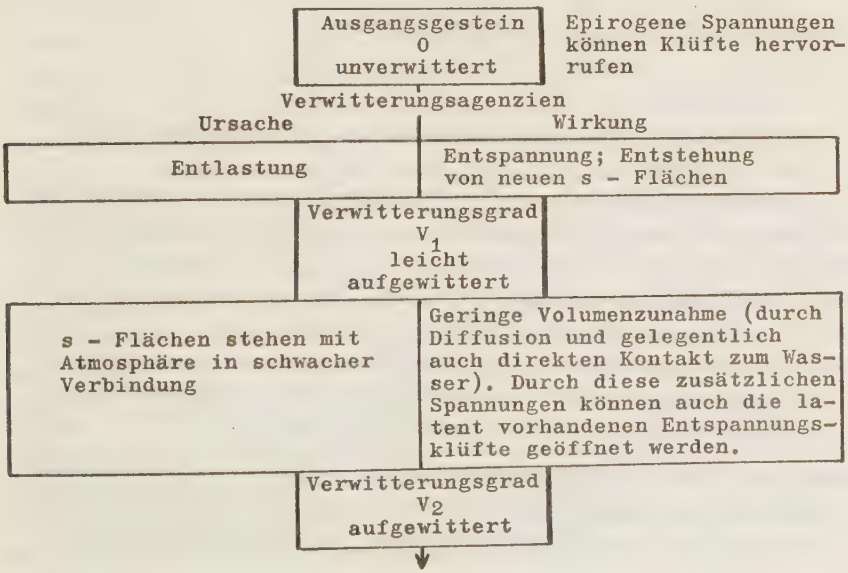
3.4. Diskontinuierlicher Aufbau des Verwitterungsprofils

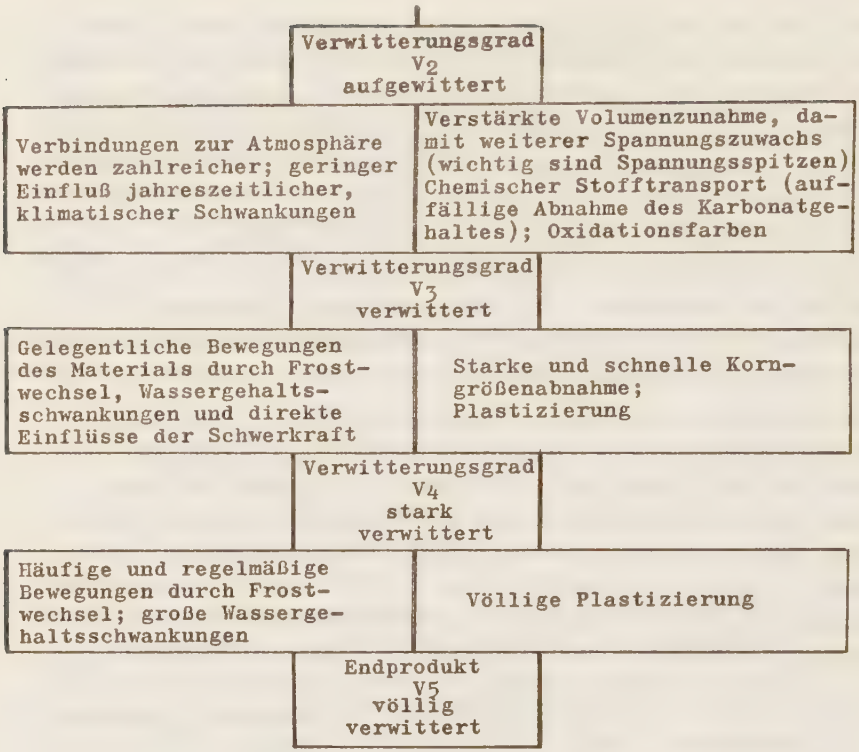
Der Übergang von einem Verwitterungsgrad zum anderen geschieht nun in vielen Fällen nicht kontinuierlich, sondern mit mehr oder weniger deutlichen Grenzen im Zentimeter- oder Dezimeterbereich. Ohne diese Diskontinuität wäre die Abgrenzung einzelner Verwitterungsgrade ja fast unmöglich (vgl. Bild 6, Tafel III). Diese zunächst überraschende Beobachtung liegt im Grundprinzip des Verwitterungsmechanismus (s. Abschn. 1.4.) begründet. Nach zahlreichen Geländebeobachtungen wird der Verwitterungsmechanismus so gedeu-

tet, daß die der Gesteinszerlegung entgegenwirkenden Kräfte der diagenetischen Bindungen erst dann verschwinden, wenn die sie zerstörenden Faktoren einen ganz bestimmten Schwellenwert überschreiten. Ebenso können weitere Texturänderungen des Materials erst dann eintreten, wenn mehrere Voraussetzungen im ektodynamomorphen Verwitterungsgeschehen zusammentreffen, was ebenfalls an diskreten Stellen zu erwarten ist.

Die Tiefenwirkung all dieser Einflüsse ist nicht gleich groß, so daß im Zusammenhang mit den verschiedenen Koppelungs- bzw. Bindungsarten im mikroskopischen Gesteinsbereich ein diskontinuierlich aufgebautes Verwitterungsprofil verständlich ist.

Die einzelnen Schritte im Verwitterungsprofil vom klüftigen Felsgestein zum knetbaren, tonig-schluffigen Endprodukt lassen sich auch unter Zugrundelegung der exogenen Faktoren allein erklären. Möglicherweise läßt sich das folgende Schema noch besser begründen, wenn die Art und Weise bekannt ist, wie die diagenetischen Bindungen zerstört werden. Vermutlich findet ja auch bei ihnen kein allmähliches, sondern ein sprunghaftes Zerbrechen und Auflösen der Bindungen statt.





3.5. Gang der Korngrößenzerkleinerung im Verwitterungsprofil

Die Kornverteilungskurven der einzelnen Verwitterungsgrade besitzen unter den im Arbeitsgebiet herrschenden Bedingungen in der Regel etwa eine ähnliche Form. Dies gilt besonders für die Kurvenabschnitte der gröberen Korngrößen, so daß analog zum üblicherweise definierten Ungleichförmigkeitsgrad $\frac{d\ 60}{d\ 10}$ ein Ungleichförmigkeitsgrad $\frac{d\ 80}{d\ 30}$ angegeben werden könnte, der mit zunehmendem Einfluß der ektodynamomorphen Verwitterungsprozesse von etwa 3 auf 10 geringfügig ansteigt.

Innerhalb eines Verwitterungsprofils erfährt die Kornsummenlinie also etwa eine Parallelverschiebung bei rascherer Zerkleinerung der kleineren Korngrößen. In einer schematischen

Dreiecksdarstellung mit den Komponenten Blöcke - Kies und Sand - Schluff und Ton wandert also der für eine Kornsummenlinie kennzeichnende Punkt, mit mehr oder weniger ausgeprägten Schritten auf der in Abb. 25 a angegebenen Spur, zum Punkt Schluff/Ton. Die Stationen entlang den Dreiecksseiten Blöcke -> Kies/Sand, bzw. Kies/Sand -> Schluff/Ton, wären dann etwa bei einem gleichbleibenden vertikalen Probenabstand - entsprechend der Diskontinuität im Verwitterungsprofil - sehr regellos voneinander entfernt.

Die Variationen, die dabei auftreten können, sind mannigfaltig. Hier sollen nur noch drei Formen der Profilentwicklung skizziert werden, die zum Teil neue Aspekte für die Beurteilung von Verwitterungsprofilen in pelitischem Material liefern.

Die Abb. 25 b zeigt schematisch den Verwitterungsgang eines Gesteins, das rasch von einem Plastizierungsprozeß verändert wird. Derartige Verwitterungsprofile findet man an Stellen, die kurzfristig durch natürliche oder künstliche Eingriffe von ihren ehemaligen Deckschichten befreit werden.

Sehr häufig, um nicht zu sagen fast regelmäßig, sieht man Verwitterungsprofile mit der in Abb. 25 c dargestellten Form. Inmitten eines Verwitterungsprofils, das mit dem der Abbildung 25 a in der Grundform identisch ist, können oftmals in mehrfacher Weise übereinanderliegend stärker verwitterte Lagen auftauchen. Diese Lagen entsprechen einem Verwitterungsgrad, der üblicherweise erst viel flacher unter der Geländeoberfläche ansteht. Sind diese Bereiche sehr dünn (einige Millimeter bis ca. fünf Zentimeter), so verlaufen sie im allgemeinen streng parallel zur Schichtung. Ihr Dispergierungsgrad ist dabei noch größer, als in der Darstellung der Abbildung 25 c.

Etwas mächtigere Zonen (meistens 5 bis 10 cm dick), deren reale Kornverteilung etwa der in Abb. 25 c vom üblichen Verwitterungsgang abweichenden Stelle entspricht, findet man dagegen nur an Hängen. Hier verlaufen diese Lagen mehr oder weniger parallel zur Geländeoberfläche.

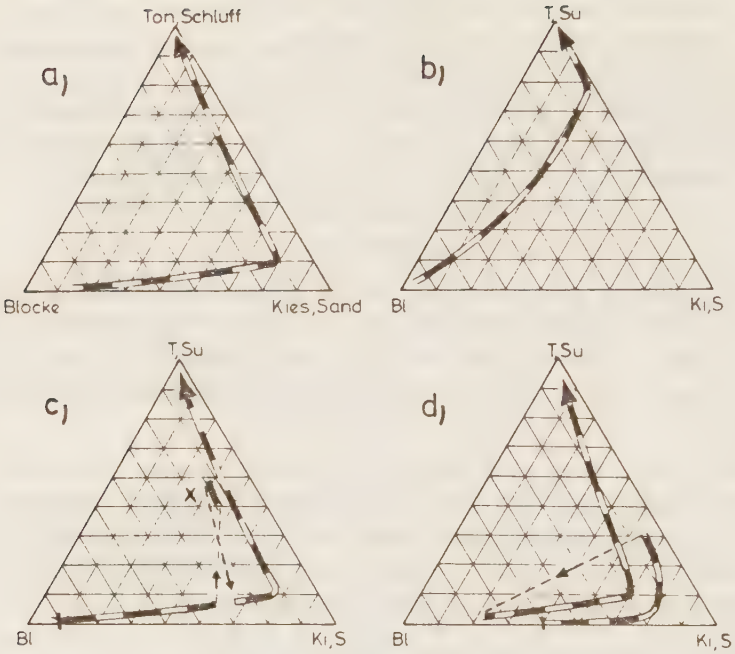


Abb. 25: Ablauf der Korngrößenzerkleinerung im Verwitterungsprofil pelitischer Gesteine.

a) Normaler Ablauf im Verwitterungsgeschehen; die Kornverteilung folgt dabei der angegebenen Spur in diskontinuierlichen Sprüngen.

b) Profil, das durch rasch ablaufende künstliche oder natürliche Einflüsse seine ehemalige Verwitterungsdecke verliert.

c) Stärker dispergierte Lage "x" (oft mehrfach übereinanderliegend) als Verschiebungsbahn horizontaler Bewegungen oder als Gleitzone an Hanglagen.

d) Bei größeren horizontalen Entspannungsbewegungen können stärker verwitterte Bereiche unterhalb eines schwächer verwitterten Profilabschnittes zu liegen kommen. Der kleine, rückwärts gerichtete Pfeil deutet diese Verdoppelung des Verwitterungsprofils an.

Beidesmal handelt es sich um Bewegungsbahnen, die jedoch auf zwei grundlegend verschiedene Prozesse zurückgeführt werden

können. Die stärker verwittert erscheinenden Zonen an Hanglagen entstehen durch minimale Kriechbewegungen, infolge der hangabwärts gerichteten Komponente der Schwerkraft (s. Abschn. 6 "Gleitzonenbildung"). Die schichtparallelen Flächen dagegen verdanken ihr Zustandekommen den horizontalen Entspannungskräften (s. Abschn. 7 "Horizontale Entspannungsbewegungen"). Für das zuletzt genannte Phänomen, bei dem sich schon mehrere Meter weite Schubbeträge nachweisen lassen, erscheint der Verwitterungsgang im Aufschlußbild häufig nach dem Schema der Abb. 25 d abzulaufen. Dabei können durch solche unendlich langsamen Schubbewegungen schwächer verwitterte Profilabschnitte über stärker verwitterte Partien zu liegen kommen (siehe dazu auch die Bilder 3 und 4, Tafel VI).

3.51 Kornform der Verwitterungsreste bei den verschiedenen geologischen Horizonten

Beim vorgeschlagenen Schema für die Abgrenzung von Verwitterungsgraden wird auf eine Bestimmung der Kornform verzichtet. Ein derartiges Vorgehen ist deswegen möglich, weil die Kornform der Verwitterungsreste in den allermeisten Fällen bei allen untersuchten Horizonten eine ähnliche Ausbildung besitzt. Die Größe des mittleren Durchmessers der Pelitkörper erreicht fast immer den größten Durchmesser, während der größte Durchmesser im allgemeinen fünf Mal den kleinsten Durchmesser enthält. Dieses Verhältnis (d_{max} / d_{min}) schwankt zwischen den Werten 2 und 10.

Überfeinerte Messungen erlauben beim gegenwärtigen Kenntnisstand kein tieferes Eindringen in die Probleme der Verwitterung bei Peliten im südwestdeutschen Mesozoikum. Einige Beobachtungen über die Kornform sind jedoch von gewissem Interesse. Gedrungenere Kornformen besitzt vor allem das Verwitterungsmaterial in den untersuchten Aufschlüssen des Ornatentons. Das Verhältnis kleinster zu größtem Durchmesser überschreitet selten die Zahl 3. Noch

gedrungenere Kornformen liefert der plattig oder massig ausgebildete Knollenmergel (s. Abschn. 8). Etwas größere Werte als im Ornatenton findet man im Amaltheenton und im tonig-schluffigen Braunjura β. Der Turneriton steht in dieser Hinsicht am anderen Ende der Reihe, während der Opalinuston eine Mittelstellung einnimmt. Gerade in diesem mächtigen geologischen Horizont können manchmal jedoch auch extrem dünnblättrige Verwitterungsreste gefunden werden. Für solche seltenen Fälle ist das vorgeschlagene Schema und eine Siebung des Materials nur bedingt anwendbar. Dieses Material zerbricht bei der mechanischen Beanspruchung der Siebanalyse fast widerstandslos zu gedrungeneren Kornformen, wodurch ein höherer Verwitterungsgrad vorgetäuscht wird. Sofern das Gestein in solchen Fällen keinen höheren Kalkgehalt besitzt oder nicht ausgesprochen sandig erscheint (was mit einer geringeren Verwitterungstiefe verbunden ist), kommt durch eine solche Siebanalyse das ungünstige mechanische Verhalten des Gebirges zum Ausdruck. In frisch ausgehobenen Baugruben verhält sich nämlich sehr dünnblättriges Material so, als ob es schon stärker verwittert wäre, weil die dünnen Pelitplatten infolge der veränderten Spannungsverhältnisse auch in der Natur sehr leicht zerbrechen.

3.6. Definition des Verwitterungsgradienten

Das Schema der Verwitterungsgrade (Abb. 24 b) bietet nun auch die Möglichkeit, einen Verwitterungsgradienten einzuführen, der einen bestimmten Verwitterungsgrad mit der vorgefundenen Tiefe in Beziehung setzt. Dies kann für die Beschreibung der ektodynamomorphen Bildungsbedingungen von Interesse sein.

Für die Verhältnisse im Untersuchungsgebiet sind vor allem Vergleichsmöglichkeiten bei den Verwitterungsgraden V_2, V_3 und V_4 von Interesse. Das leicht aufgewitterte Material des Verwitterungsgrades V_1 tritt in den meisten Aufschlüs-

sen ebenso in den Hintergrund, wie das völlig verwitterte Material des Verwitterungsgrades V_5. Hinzu kommt, daß der Verwitterungsgrad V_1 noch ganz von endodynamomorphen Verwitterungsprozessen beherrscht wird.

Um nun für den Verwitterungsgradienten keine künstlichen oder unrealistischen Zahlenwerte zu erhalten, kommt folgende Methode zur Anwendung. Jedem Verwitterungsgrad wird eine kennzeichnende Korngröße zugeordnet, durch die dann die Tiefenlage der betrachteten Probe (in Millimeter) dividiert wird. Die kennzeichnenden Korngrößen liegen in dem Kornverteilungsdiagramm im Schnittpunkt der Abgrenzungen für die Verwitterungsgrade mit der Abszisse bei 100 % Siebdurchgang und lauten für die einzelnen Verwitterungsgrade:

Verwitterungsgrad	V_5 :	0,2	[mm]
	V_4 :	20	[mm]
	V_3 :	50	[mm]
	V_2 :	150	[mm]
	V_1 :	500	[mm]

(Damit als Ergebnis kleinere Werte vorliegen, wird die Tiefe durch 10 dividiert.)

Der Verwitterungsgradient ist also so festgelegt, daß er mit zunehmender Verwitterungstiefe ansteigt. Steht beispielsweise der Verwitterungsgrad V_3 bis in 2,5 m Tiefe an, so kommt diesem Punkt der Verwitterungsgradient $\frac{250}{50} = 5$ zu. Denselben Verwitterungsgradienten erreicht eine Untersuchungsstelle auch, bei welcher der Verwitterungsgrad V_4 bis in 1 m Tiefe ansteht.

Dieses Verhältnis stimmt auch größenordnungsmäßig mit den empirischen Untersuchungsergebnissen ARNOLD's (1968) überein, der die vorübergehende Standsicherheit von Baugrubenwänden diskutiert. Demnach ist die Gefahr eines Graben- oder Baugrubeneinbruchs bei relativ mächtigen Schichten mit geringerem Verwitterungsgrad etwa gleich groß, wie bei weniger dicken Schichten, welche aber stärker verwittert sind.

Für das Mächtigkeitsschema der häufig wiederzufindenden Ver-

witterungstiefen ergeben sich die auf der Abb. 26 b angegebenen Verwitterungsgradienten. So schwankt dieser Wert beispielsweise für den Verwitterungsgrad V_3 im weiteren Untersuchungsgebiet häufig zwischen der Zahl 1 und 6. Die Beziehungen zwischen kennzeichnenden Korngrößen und Tiefe für die einzelnen Verwitterungsgrade kommen in Abb. 26 a zur Darstellung.

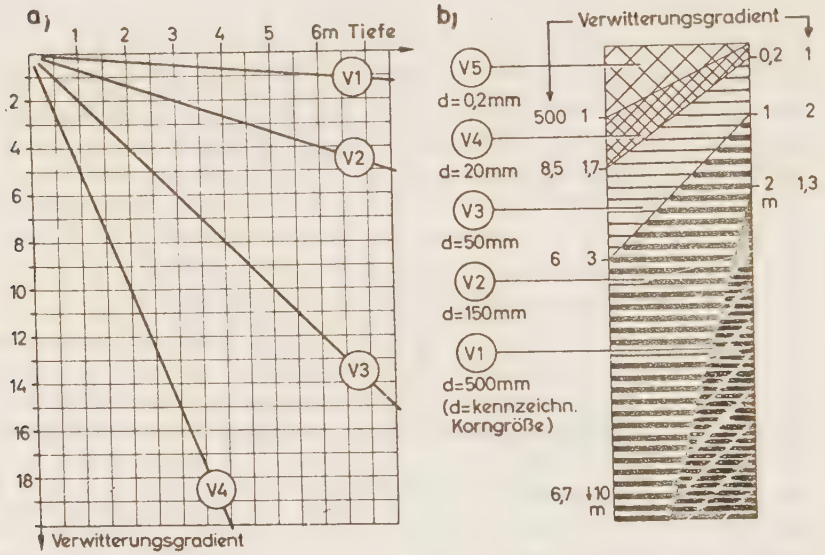


Abb. 26: b) Durchschnittstiefen für die einzelnen Verwitterungsgrade mit den kennzeichnenden Korngrößen (Definition siehe Text). Verwitterungsgradient = Verhältnis zwischen Tiefenlage eines bestimmten Verwitterungsgrades und der entsprechenden kennzeichnenden Korngröße.

a) Diagramm zur Ermittlung des Verwitterungsgradienten.

Bei vergleichenden Betrachtungen von Verwitterungsbildungen einzelner geologischer Horizonte über größere Entfernungen hinweg, stellt der Verwitterungsgradient eine wertvolle Hilfe

dar. Sofern dabei die ursprünglichen petrographischen Eigenschaften unverändert bleiben, spiegelt sich in diesen abgeleiteten Zahlen die unterschiedliche Bedeutung der äußeren Einflüsse wieder. Umgekehrt können sich daraus weitere Angaben über den Verwitterungsmechanismus dann gewinnen lassen, wenn bei gleichbleibenden äußeren Einflüssen fazielle Unterschiede im Gestein vorliegen.

Bei systematischen Vorerkundungen für Erdarbeiten kann der Verwitterungsgradient durch Sammeln weiterer Feldbeobachtungen nützliche Hinweise für Baumaßnahmen zur Böschungssicherung liefern.

4. Einfluß exogener Faktoren auf das Verwitterungsprofil

4.1. Interpretation der Feldaufnahmen bei Balingen und Hechingen

Die Auswertung des im Abschn. 2.21 dargestellten Beobachtungsmaterials muß wegen des vielfältigen Ineinandergreifens der erfaßten Faktoren in einer mehr integralen Weise erfolgen. Das augenfälligste Ergebnis ist zunächst die abnehmende Tiefenlage des Verwitterungsgrades V_2 mit kleiner werdenden Intensitätswerten. Bei den Mächtigkeiten für die Exposition Nordosten bedeutet dies eine Steigerung des Verwitterungsgradienten vom Wert 2 auf 4. Besonders deutlich kommt dies in den Abb. 18 a und b bei den Expositionen Norden und Nordosten zum Ausdruck. In gleicher Weise nimmt generell gesehen bei allen sechs untersuchten Expositionen die Tiefenlage des Verwitterungsgrades V_3 ab. Darin sieht man die Vermutung bestätigt, daß ein mehr zu Rutschungen neigendes Gelände eine tiefer reichende Verwitterung besitzt, als ein an der Oberfläche ruhiges Gebiet.

Eine detailliertere Analyse der Tabellen 1 bis 6 zeigt dann trotz des zahlenmäßig knappen Beobachtungsmaterials, daß die größeren Bohrtiefen möglich sind, wo eine stärkere Durchfeuchtung ("Q"-Wert) und steilere Hangneigung zusammentreffen (z.B. Exp. Norden: Nr. 1,2; Exp. Nordosten: Nr. 1; Exp. Nordwesten: Nr. 1,2,3; Exp. Westen: Nr. 1,2, 3,4; Exp. Südwesten: Nr. 2,5; Exp. Süden: Nr. 2). Dort, wo die erbohrten Mächtigkeiten der stärker verwitterten Schichten geringere Differenzen aufweisen als die entsprechenden Intensitätswerte, kann bei instabilem Gelände eine tiefer reichende Durchfeuchtung innerhalb des Verwitterungsgrades V_3 festgestellt werden. Eine geringere Verwitterungstiefe mit stärkerer Durchfeuchtung kann nach diesen Beobachtungen zu ähnlich unruhigen Oberflächenformen führen, wie ein mächtigeres, aber weniger feuchtes

Verwitterungsprofil (vgl. Exp. W: Nr. 1,2,4 mit Exp. S: Nr. 1,2,3).
Hier gilt allerdings die einschränkende Feststellung, daß bei Waldnutzung die Durchfeuchtung auch an ruhigen und stabilen Geländestellen, also dort, wo geringere Intensitätswerte vorliegen, tiefer hinabreicht (z.B. Exp. N: Nr. 6,7; Exp. SW: Nr. 12,13 oder Exp. S: Nr. 9). Jedesmal aber ist das Wasser bzw. die Bodenfeuchtigkeit nicht gleichmäßig im Bohrgut verteilt. Während die Begrenzungsflächen der Verwitterungsreste sogar noch einen glänzenden Wasserfilm besitzen können, erscheint ihre frische Bruchfläche stumpf. Dieses Material reagiert oft noch spröde, in jedem Fall besitzt es aber noch feste Konsistenz.

4.11 Vergleich zwischen Verwitterungsprofilen unter Wald und Freiland

Beim Vergleich der Verwitterungstiefen von Profilen unter Wald- und Wiesengelände können keine strengen Regeln gefunden werden. Daraus darf allerdings nicht der Schluß gezogen werden, daß die Vegetation ohne Einfluß auf das Verwitterungsprofil bleibt. Überall im Untersuchungsgebiet muß nämlich mit der Möglichkeit der Wiederaufforstung von ehemals landwirtschaftlich genutzten Flächen gerechnet werden und umgekehrt. Über die Dauer des derzeitigen Waldbestandes gibt es leider keine Unterlagen. Vermutlich beeinflussen jedoch erst mehrere Waldgenerationen auch die unterhalb der Bodenzone folgenden Profilabschnitte sichtbar. Hier ist an den unterschiedlichen Wasserhaushalt zwischen Wald- und Wiesengelände zu denken, der im wesentlichen im Schutz des Waldbodens vor unmittelbarer Sonnen- und Windeinwirkung begründet liegt. Daraus folgen konstantere Bodentemperaturen und geringere Schwankungen des Wassergehaltes. Nach Kahlschlägen verwischen sich solche Unterschiede jedoch relativ kurzfristig (CARLÉ, 1947).

Aus diesem Grund ist es nicht überraschend, daß bei sämtlichen Bohrungen im Waldgelände die Bohrabschnitte mit Material nahe der Ausrollgrenze tiefer liegen als bei entsprechenden Bohrungen im Wiesengelände. (Die Untersuchungen, durchgeführt in einer regenarmen Periode im Frühsommer 1965, lassen durchschnittliche Werte erwarten.)
In den meisten Fällen liegen die Bohrprofile aus waldbedecktem Gelände am Ende der Tabellen, also dort, wo geringe Verwitterungstiefen mit stabilem Gelände zusammenfallen. Besitzen Waldprofile größere Mächtigkeiten und liegen sie in unruhigem Gelände, so ist dort stets die Hangneigung steiler (z.B. Exp. NE: Nr. 1 mit 31°; Exp. W: Nr. 1 mit 21°). Der ektodynamomorphe Abschnitt der Verwitterungsprofile wird demnach durch die Waldvegetation mit ihrer ausgleichenden Wirkung auf das Lokalklima in seiner Entwicklung gehemmt, durch eine größere Komponente der Schwerkraft dagegen deutlich gefördert.

4.12 Beobachtungen über Schwell- und Schrumpfprozesse

Ein etwa gleichbleibender Durchfeuchtungsgrad allein, wie er unter Waldboden in flachem Gelände auftritt, genügt also nicht, die Verwitterungsreste in 1 bis 2 m Tiefe stärker zu zerkleinern. Dazu sind offenbar andere Kräfte erforderlich, wie sie in Profilen unter Freiland durch Schwell- und Schrumpfprozesse vorhanden sind. Die dabei auftretenden enormen Kräfte werden durch weitverzweigte Polygone von Schwundrissen verdeutlicht, wie sie z.B. in dem nach Süden exponierten Geländeausschnitt B 48 (Abb. 17) vorgefunden werden (Abb. 27). Nach KLOPP (1957) erleiden die im Untersuchungegebiet anstehenden Verwitterungsprodukte schon bei 18°C 80 bis 90 % ihres Gesamtschwundmaßes. Eine wichtige Voraussetzung für das Aufreißen und Verschwinden solcher Risse sind Wassergehaltsschwankungen. Rissebildungen treten besonders an Südhängen auf. Nimmt der Wassergehalt in Waldprofilen mit der Tiefe mehr oder

weniger kontinuierlich ab, so zeichnen sich im Gegensatz dazu Bohrprofile unter Wiesengelände oft durch einen sprunghaften Verlauf des Wassergehaltes aus. Bei diesen Bohrungen gibt es innerhalb des Verwitterungsgrades V_3 manchmal regelrechte Wasserbahnen in Form stärker durchfeuchteter Partien (siehe Abschnitt 4.14). In ihnen sind die realen Korngrößen der Pelitkörper kleiner und auch der Plastizierungsprozeß dringt tiefer in die Verwitterungsreste vor als in der Nachbarschaft. Durch ein Zurückspringen der Rammcharakteristik geben sich solche Stellen bei den Rammsondierungen zu erkennen.

Ein unterschiedlicher Bohrwiderstand stellt sich besonders zwischen nordexponierten Waldprofilen und Bohrungen in südexponierten Wiesenhängen heraus. Die entsprechenden Rammsondierungen in einem bewaldeten Nordosthang, wie z.B. S 1 (Abbildung 18 c) und in einem nach Süden ausgerichteten Wiesenhang, wie z.B. Sondierung S 8 (Abb. 18 g) bestätigen dies eindrucksvoll. Typisch für die Nord- und Nordosthänge ist eine stetige Zunahme der Schlagzahlen mit der Tiefe (Abb.18 c S 1 bis S 5). Dabei kommt der Übergang zum Verwitterungsgrad V_3 in den Sondierungen S 1 und S 3 nicht zum Ausdruck. In diesen Waldprofilen gelingt eine Abgrenzung der fließend ineinander übergehenden Verwitterungsgrade V_4 und V_3 schon bei den Bohrungen kaum. Auch darin spiegeln sich offensichtlich die über längere Zeiträume hinweg gleichmäßigen Bedingungen unter einer Waldvegetation wieder. An diesen beiden Untersuchungspunkten stehen mindestens zwei Waldgenerationen. Einen sprunghaften Verlauf oder gar ein Zurückspringen der Sondierdiagramme mit zunehmender Tiefe findet man bei den Sondierungen auf Südwest- und Südhängen (Abb. 18 g und h, S 6, S 9).

Die wechselnde Dichte der Lagerungszustände in den zuletzt genannten Verwitterungsprofilen wird als Folge der sich stetig ändernden Spannungen durch lokale Wassergehaltsschwankungen gedeutet. Es entstehen so Bewegungen, durch welche größere Verwitterungsreste schneller zerkleinert werden sowie tiefere Rissesysteme als Wege für die Atmosphärilien. Auch die gelegentlich brauneren Farbtöne, besonders unter den nach Süden schauenden Wiesenhängen, beweisen, daß die Oxidation hier

leichter und tiefer ins Gebirge vordringen kann.

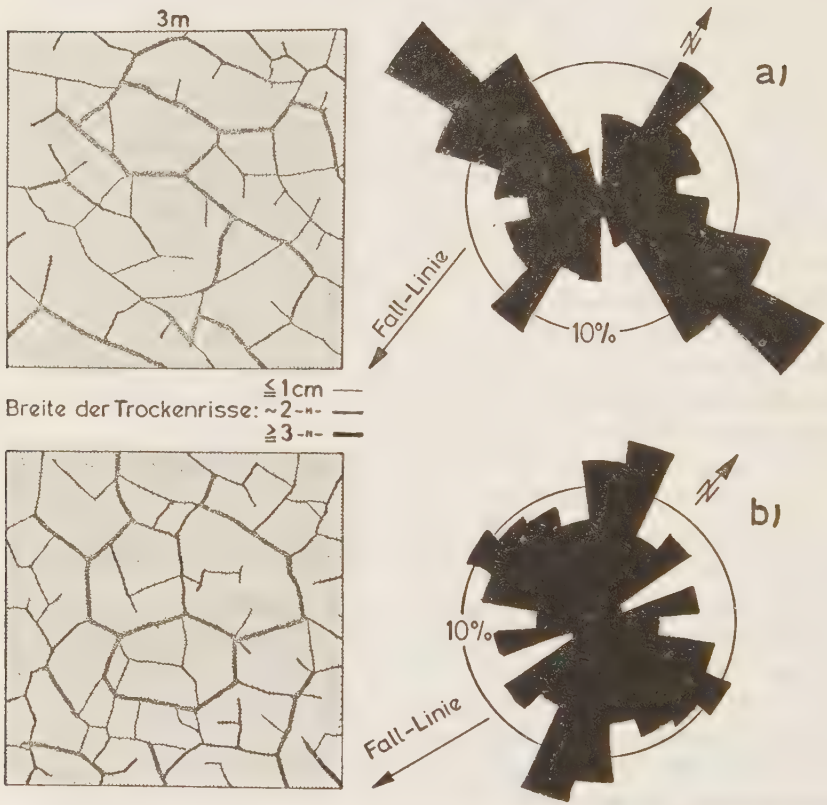


Abb. 27: Symmetrische Richtungsrosen für Trockenrisse in zwei quadratischen Geländeausschnitten
a) am Hang und
b) im flachen Gelände.
Opalinuston südlich Hechingen (Geländeausschnitt B 48, Abb. 17). Die hangabwärts gerichtete Komponente der Schwerkraft beeinflußt das Rissebild am Hang.
Auswertung: Messung der Rißlängen mit abgestuften Wertigkeiten für verschieden breite Risse.

Die Bewegungen, welche bei der Schwundrißbildung auftreten, laufen relativ rasch ab. Bei starker Sonneneinstrahlung können sich mehrere Zentimeter breite Risse in wenigen Tagen öffnen. Im geneigten Gelände tritt eine Überlagerung durch die hangabwärts gerichtete Komponente der Schwerkraft auf, so daß größere, verwitterte Komplexe noch stärker aus ihrer Ruhelage gebracht werden können. Dabei sind weitere Teilbewegungen und Auflockerungen im Inneren dieser Körper zu erwarten. Messungen solcher langsamen und minimalen Bewegungen auf mechanischem Wege scheitern an dem zur Zeit nicht möglichen ungestörten Einbau der Meßvorrichtungen. Es gibt jedoch Indizien für das Vorhandensein solcher Kriechbewegungen, welche im Folgenden kurz dargelegt werden sollen. Die Rissebilder der Abb. 27 a und b zeigen quadratische Ausschnitte an einer mit 13° geneigten Hangschulter und einem gleich großen, nur schwach nach Süden (3° bis 5°) einfallenden Wiesenstück desselben Gebietes. In beiden Fällen fehlen Hinweise für Rutschungen. In einer symmetrischen Richtungsrose sind die Längen der einzelnen Risse innerhalb dieser Quadrate statistisch ausgewertet. Während für das flachere Gelände ein regelloser Verlauf der Risse zu erkennen ist, zeigen die Risse im steileren Abschnitt deutliche Symmetriebeziehungen zur Fallinie des Hanges. Dies ist nur dann möglich, wenn die Schwerkraft auf diese Bewegungen Einfluß ausübt.

4.13 Vergleich zwischen Verwitterungsprofilen in unterschiedlichen Expositionen

Die Unterschiede zwischen nord- und südexponierten Hängen zeichnen sich bei Bohrungen an Stellen mit hohen Intensitätswerten (KLOPP) schon in den Mächtigkeiten der stärker verwitterten Profilabschnitte ab. Die Verwitterungsgrade V_5 und V_4 erreichen an Nord- und Nordosthängen größere Dicken als an den Südwest- und Südhängen (vgl. Exp. N und NE: Nr. 1,2,3 mit den Exp. S und SW: Nr. 1,2,3). Ähnliche Beobachtungen bei wesentlich besseren Aufschlußverhältnissen macht auch EINSELE (1961) beim Bau der ersten Bodenseefernwasserleitung.

Aber auch im Feinaufbau der Verwitterungsprofile geben sich stellenweise charakteristische Unterschiede zwischen diesen Expositionen zu erkennen. Bei Profilen in bewaldeten Nordhängen ist die Form der weniger stark verwitterten Pelitkörper mehr plattig, ihre Kornverteilungskurve etwas gleichförmiger. In Südhängen dagegen findet man gedrungenere Formen der Verwitterungsreste, randlich mehr abgeplatzte Stückchen und infolgedessen besitzen auch die Kornverteilungskurven einen größeren Ungleichförmigkeitsgrad.

Als Ursache für diese Differenzierung kann die unterschiedliche Art und Weise der Einwirkung des Niederschlags auf die Süd- oder "Sonnenhänge" einerseits und auf die Nord- oder "Schattenhänge" andererseits angesehen werden. Einer wechselnden Durchfeuchtung an den Südhängen mit intensiver Rissebildung und komplizierten Teilbewegungen von größeren Bodenkörpern steht eine gleichmäßige Durchfeuchtung auf Nordhängen mit weniger Möglichkeiten für Teilbewegungen entgegen.

> Im periglazialen Klimabereich sind die Gegensätze in der Durchfeuchtung, im Grad der Sonneneinstrahlung, in der Dichte der Pflanzendecke und der Möglichkeit der Winderosion so groß, daß es an vielen Stellen in Süddeutschland zur Ausbildung von asymmetrischen Tälern mit steilerem Südhang kommt (WEIDENBACH, 1952, 1965; FISCHER, 1956; POSER & MÜLLER, 1951). In sehr abgeschwächtem Maße liegen heute die gleichen Verhältnisse vor. Bedeutungslos ist allerdings der ehemals wohl sehr wichtige Faktor der vegetationsarmen Südhänge mit kräftiger Winderosion.

Betrachtet man die tiefgreifenden Unterschiede in den Verwitterungsprofilen, wie sie besonders kraß zwischen Nord- und Südhängen bestehen, so scheint es fraglich, ob solche Differenzierungen allein unter den gegenwärtigen klimatischen Verhältnissen auftreten können. Diesbezügliche Nachforschungen an völlig symmetrischen Einschnitten in ebenem Gelände des Opalinustons an der Bahnlinie Tübingen - Hechingen und Reutlingen - Metzingen (Alter mehr als 50 Jahre) bleiben ergebnislos, d.h. beide Böschungsseiten haben gleiche Eigenschaften. Die relativ steilen Böschungen mit ihren geringen Versickerungswerten lassen jedoch von vornherein

keine allzu großen Abweichungen in den Verwitterungsprofilen der beiden Böschungsseiten erwarten. Es liegt also kein schlüssiger Beweis vor.
Die vereinzelten Relikte der alten Weißjurahangschuttdecke zeigen jedoch, daß der postglaziale Abtragungsbetrag besonders im Untersuchungsgebiet östlich Balingen nicht sehr groß sein kann. Aus diesem Grunde wird dem eiszeitlichen Klima ein entscheidender Anteil an der Ausbildung der heute vorliegenden Verwitterungsprofile zugeschrieben. Zur Erhärtung dieser Vermutung wären jedoch noch umfangreichere Geländearbeiten mit besseren Aufschlußverhältnissen erforderlich.

Interessant ist nun noch die Frage, ob und wie die Expositionen Westen und Nordwesten, welche hinsichtlich der äußerlich einwirkenden Faktoren eine Mittelstellung einnehmen, auf ihre Verwitterungsprofile einwirken. Schon die Gegenüberstellung der entsprechenden Profile mit den Durchschnittswerten der Tiefen für die Verwitterungsgrade $V_5 + V_4$ sowie V_3 läßt Unterschiede erkennen (Abb. 28 oben). Ein klareres Bild über expositionsabhängige Differenzierungen gibt der Quotient zwischen den Verwitterungstiefen $V_5 + V_4 \; / \; V_3$ (Tab. 1 bis 6, Spalte e, Mittelwerte für alle sechs untersuchten Expositionen in Abb. 28, Kurve $\frac{a}{b}$). Dadurch kommt die Mittelstellung für die West- und Nordwesthänge deutlich zum Ausdruck.

Die Kurve "E" in Abb. 28 ist von KLOPP übernommen. Damit verdeutlicht dieser Autor die unterschiedlich starke Rutschdisposition der einzelnen Expositionen. Die Aussagen beider Kurven sind also völlig verschieden; ihr Verlauf zeigt jedoch eine interessante Verwandtschaft, welche nicht zufällig sein kann. Der Hauptgrund liegt darin, daß sich die Rutschungen, die KLOPP statistisch auszählt, in natürlichen Hängen meistens in einem Verwitterungszustand abspielen, wo im Verwitterungsprofil noch eine stückig-blättrige Textur vorliegt (EINSELE u. WALLRAUCH, 1964). In den Untersuchungsgebieten steht dieser als Verwitterungsgrad V_3 ausgeschiedene Bereich in einer Tiefe von 0,5 m bis 2,5 m an. In Südhängen ist er gegenüber den stärker verwitterten Abschnitten V_5 und V_4 mächtig; daher der Tiefpunkt in der Kurve $\frac{a}{b}$. Durch die in-

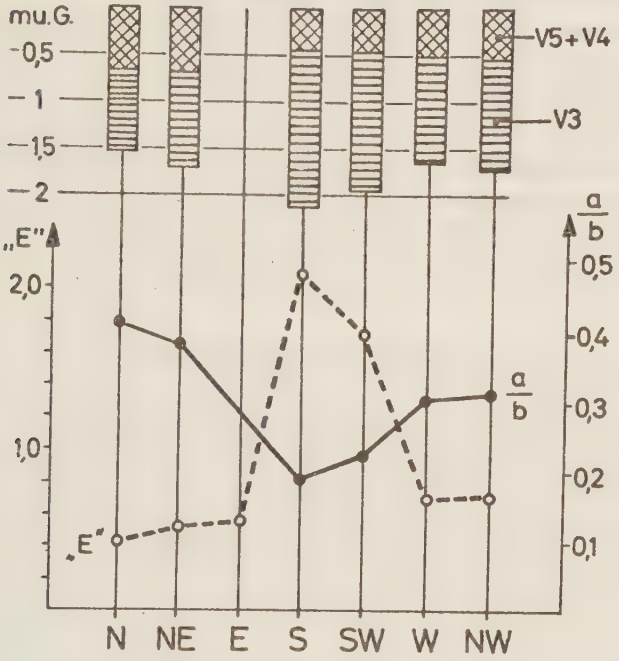
homogene Entwicklung dieses kritischen Verwitterungsgrades V_3 genügen geringe Eingriffe, wie etwa stärkere Niederschläge, um eine Rutschung auszulösen. Aus diesem Grunde findet KLOPP bei seinen interpretierten Nachforschungen einen besonders hohen Wert "E". Umgekehrt liegen die Verhältnisse an Nord- und Nordosthängen. Der Wert $\frac{a}{b}$ erreicht höhere Werte, weil der stärker verwitterte Abschnitt mächtiger ausgebildet ist als an Südhängen und andererseits der Verwitterungsgrad V_3 weniger mächtig vorliegt als dort. Dieser Verwitterungszustand ist homogener ausgebildet, die kleinen Pelitkörper sind durch Schwell- und Schrumpfprozesse weniger stark aus ihrer ursprünglichen Lage bewegt und tiefer reichende Risse fehlen. Größere Rutschungen, die den Intensitätswert bei KLOPP stark beeinflussen, treten nur dann auf, wenn eine besonders starke Durchfeuchtung hinzukommt. Sein Wert "E" verringert sich infolgedessen.

Es liegt also eine gegenseitige Bestätigung der beiden Untersuchungsergebnisse vor. Dabei hat sich gezeigt, daß eine Beurteilung nach äußeren Faktoren zwar die Rutschdisposition eines Hanges erkennen läßt, die zusätzliche Erkundung des Verwitterungsprofils jedoch deutliche Hinweise für eine Rutschgefahr liefert.

Aus der Lage zu den Himmelsrichtungen und aus den Geländeformen ergeben sich keine überall im südwestdeutschen Raum wiederzufindenden Mächtigkeiten der einzelnen Verwitterungsgrade. Die Faktoren der Oberflächengestaltung steuern und überlagern sich im Laufe der geologischen Geschichte bei verschiedenen klimatischen Bedingungen in heute nicht mehr rekonstruierbarer Weise. So neigen auch manche nach Norden schauende Böschungen im südwestdeutschen Raum zu Rutschungen.

Abb. 28: Untersuchungsgebiete Balingen und Hechingen.
Säulenprofile mit den durchschnittlichen Mächtigkeiten der Verwitterungsgrade bei verschiedenen Expositionen.
Kurve $\frac{a}{b}$ = Verhältnis der Verwitterungstiefen $V_5 + V_4 \; / \; V_3$ für die verschiedenen Expositionen.

Kurve "E" (nach KLOPP, 1957) = unterschiedlich starke Rutschdisposition der einzelnen Expositionen.



4.14 Beobachtungen über stärker verwitterte und wasserführende Zonen im Verwitterungsprofil

Besondere Beachtung verdienen Profilabschnitte mit abnorm hohem Wassergehalt. Hierbei kann es sich um wenige Zentimeter dicke Schichten mit stärker plastiziertem Material handeln, aus denen größere Gleitflächen entstehen können. An der Oberfläche gibt es keinerlei Hinweise für das Vorhandensein solcher gefährlicher Bereiche im Gebirge. Mehrere Bohrungen treffen solche Zonen an, in denen das stärker plastizierte Material weiche Konsistenz besitzt und wo die Verwitterungsreste intensiver rostfleckig sind. Kleine

Wellenlinien in den entsprechenden Tiefen heben derartige oft unscheinbare Bereiche in den Abbildungen 18 a,d,e,f,g hervor (Exp. NE: Nr. 3; Exp. NW: Nr. 7; Exp. W: Nr. 4; Exp. SW: Nr. 2,6; Exp. S: Nr. 2,5,6). Bezeichnenderweise stehen sechs dieser acht Bohrungen dort, wo nach den Untersuchungen KLOPP's ein höherer Intensitätswert mit einem kleineren "Q"-Wert zusammenfällt. Das von demselben Autor an einigen Stellen vermutete "Schichtfließen" kann somit - allerdings an anderen Geländeabschnitten - in etwa bestätigt werden. Ein Deutungsversuch dieser Erscheinungen erfolgt im Abschn. 6.2. (siehe auch Abschn. 3.5.).

4.15 Beobachtungen über den Einfluß des Hanganstiegs

Eindeutige Aussagen darüber, wie die Inklination die Ausbildung des Verwitterungsprofils beeinflußt, lassen sich aus diesen punktförmigen Aufschlüssen nicht machen. Folgende Tendenzen schälen sich jedoch heraus: Geländeausschnitte mit Neigungswinkeln über 8^{o} besitzen in diesem Untersuchungsgebiet in der Regel mächtigere Verwitterungsprofile. Sie liegen am Beginn der entsprechenden Tabellen. Der Durchfeuchtungsgrad, in den graphischen Darstellungen der Abb. 18 a,b,d,e,f,g etwa an den Punkten für die Ausrollgrenze verdeutlicht, ist hier meistens spürbar höher. Das Wasser konzentriert sich in diesen Bohrungen noch mehr als sonst auf die Grenzflächen der Verwitterungsreste. Daraus läßt sich der Schluß ziehen, daß im steilen Gelände mit einer größeren hangabwärts gerichteten Komponente der Schwerkraft minimale Auflockerungen auftreten. Dies kommt wirkungsvoll den hangparallelen Wasserbewegungen zustatten. Ein etwas geringerer Bohrwiderstand in den obersten 1,5 m kann wohl auf beide Umstände, Durchfeuchtung und Auflockerung zurückgeführt werden. Zwei in dieser Hinsicht vergleichbare Rammsondierungen in einem etwa 8^{o} steilen Hang (Sondierung S 2, Abb. 18 c) und in einem 21^{o} steilen Gelände (S 3, Abb. 18 c) verdeutlichen diese Feststellung.

Die Rammenergie für die Sondierung im steileren Gelände liegt im oberen Profilabschnitt um etwa die Hälfte niedriger. Aber schon ab etwa 2 m Tiefe liegen die Verhältnisse oft umgekehrt. Der Verwitterungsgradient (s. Abschn. 3.6.) wird dann an steileren Hanglagen schneller kleiner als bei flachen Böschungswinkeln. Bei den Verhältnissen in beiden Untersuchungsgebieten äußert sich dies in einem kleiner werdenden Ungleichförmigkeitsgrad der Kornsummenlinie für die Verwitterungsreste. Neben der geringeren Möglichkeit für eine vertikale Entspannung dürfte der Hauptgrund für diese Beobachtung darin liegen, daß die zur Verfügung stehende Sickerwassermenge in der durch Kriechvorgänge entstehenden Auflockerungszone rascher abgeführt werden kann.

Interessant sind die Ergebnisse KLOPP's hinsichtlich des Hanganstiegs, dem er keine große Bedeutung zuschreibt, obwohl gerade bei bindigem Bodenmaterial die Scherfestigkeitsparameter so geartet sind, daß ein steiler werdendes Gelände und einer daraus resultierenden steileren Gleitfläche einen progressiv kleiner werdenden Sicherheitsgrad gegen ein Abgleiten nach sich zieht. KLOPP schreibt hingegen: "Die mechanische Beeinflußbarkeit dieser bindigen Gesteine scheint nicht allzu groß zu sein". Selbst bei ungünstigsten Bedingungen seien unter einer Neigung von 3^{o} bis $3,5^{o}$ kaum Rutschungen anzutreffen. Bis zu einer Neigung von 16^{o} fehlen auffallende Änderungen und erst bei steileren Anstiegen treten höhere Intensitätswerte auf, sofern keine rutschungshemmenden Faktoren, wie Waldreichtum, Quellenarmut oder ungünstige Expositionen hinzukommen. Bei eigenen Analysen der Geländeformen in diesem Gebiet ergeben sich als obere Grenzwinkel etwa 13^{o} bis 14^{o}; bei steileren Hängen - in Einzelfällen schon ab $10,5^{o}$ - fällt eine stärkere Rutschneigung auf. Diese Beobachtungen decken sich etwa mit den Untersuchungen SKEMPTON's (1957) im London-Ton; sie werden im Abschn. 7.81 mit den damit im Zusammenhang stehenden Fragen diskutiert.

4.2. Interpretation der Untersuchungsergebnisse bei Oberrombach

4.21 Horizontale Entwicklung des Verwitterungsprofils

Auffallend bei diesen Aufnahmen im Opalinuston (s. Abb. 19 und 20) ist zunächst das Durchpausen der Geländeoberfläche auf die einzelnen Verwitterungsgrade. Dabei folgen die Grenzflächen der ausgeschiedenen Verwitterungszustände der Morphologie in verstärktem Maße, wobei sich die beiden von der Trasse gequerten Kuppen und Senken allerdings nicht streng nachformen. In dreifacher Hinsicht unterscheidet sich die Morphologie der ausgeschiedenen Grenzflächen von der Oberflächengestalt des Geländes. Die Scheitelpunkte der Bereiche mit kleineren Verwitterungsgradienten sind - bildlich gesprochen - gegenüber der Geländeoberfläche um mehrere Zehnermeter nach Süden verschoben, der gesamte Längsschnitt des Verwitterungsprofils zeigt eine deutliche Asymmetrie in Bezug auf die Expositionen Norden und Süden und schließlich gestalten sich die Grenzflächen zwischen den Verwitterungszuständen mit abnehmender Verwitterung immer unregelmäßiger.

Deutungsversuche für diese Beobachtungen entziehen sich - wie häufig in der Geologie - einer völlig exakten Beweisführung. Die geschilderte Verschiebung der Scheitelpunkte nach Süden könnte das Abbild einer ehemaligen Geländeoberfläche darstellen, bei der die Kuppe zwischen km 4 + 600 und km 4 + 700 weiter südlich gelegen hat; etwa in der Verlängerung des von Westen vorspringenden Sporns der 490 m-Isohypse. Die Geschwindigkeit der Verwitterung hätte dann mit der von Südosten vorstoßenden Erosion (s. Abb. 19) nicht Schritt halten können.

> Möglicherweise könnten aus mehreren ähnlichen Beobachtungen frühere Geländeoberflächen und Wasserläufe auch in tonigen Gesteinen beim Fehlen von Bachschottern rekonstruiert werden.

Sicher ist dagegen eine andere Feststellung im Grabenprofil, welche zeigt, daß die Intensität der Verwitterung

nicht überall einfach proportional mit der Tiefe abnimmt. Besonders die Übergangsbereiche zwischen den Verwitterungsgraden V_2 und V_3 sowie V_3 und V_4 bei km 4 + 500 und km 4 + 585 verlaufen ausgesprochen disharmonisch zur schwach geneigten (8^o) Geländeoberfläche. Aber auch in noch flacherem Gelände kommt es gelegentlich zur Ausbildung eines Reliefs für die verschiedenen Verwitterungsgrade, bei welchem - vergleichbar mit einer zertalten Landschaft - weniger stark verwitterte Bereiche wie kleine "Berge" stehenbleiben (Abb. 29 a und b). Diese Ausschnitte aus zwei Baugruben im Amaltheenton bei Metzingen und im Opalinuston bei Gomaringen zeigen ebenfalls solche "Zeugenberge" der Verwitterung. Beide Beispiele sollen hier kurz eingefügt werden.

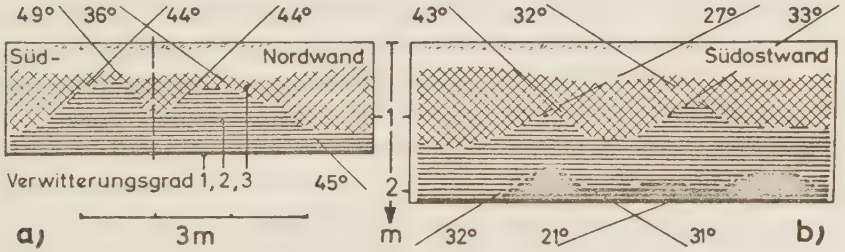


Abb. 29: Ausbildung eines Reliefs für die verschiedenen Verwitterungsgrade im nahezu ebenen Gelände.

a) Baugrube im Lias δ bei Metzingen (Meßtischblatt Nr. 7421, Metzingen, r 35 19,80 h 53 78,36).

b) Baugrube im Braunjura α bei Gomaringen (Meßtischblatt Nr. 7520, Mössingen, r 35 07,76 h 53 69,18).

Eine plausible Erklärung, warum zumindest an einigen Stellen keine flächige, sondern eine linear arbeitende Verwitterung vorliegt, kann nicht gegeben werden. Die Gesteinsbeschaffenheit gleicht nach dem Augenschein und bodenphysikalischen Prüfungen sowie mineralogischen Tests dem Material der Nachbarschaft. Auch eine stärkere primäre Klüftung kann an solchen Stellen nicht gefunden werden. Die Neigungswinkel der Grenzflächen zwischen den Verwitterungsgraden betragen bei

den Beispielen der Abb. 29 20° bis 50° auf einer Strecke von weniger als einem Meter. Im allgemeinen, so auch im Grabenprofil bei Oberrombach (Abb. 20 b) herrschen flachere Winkel vor. Im Grabenaufschluß lassen sich diese auffälliger geneigten Flächen zu rinnenartigen Gebilden verbinden, welche im stumpfen Winkel zum Hanggefälle verlaufen. Einige dieser "Rinnen" fallen durch einen höheren Wassergehalt auf. Dadurch kann eine Beschleunigung der Verwitterung und eine weitere Ausgestaltung dieser Verwitterungsformen eintreten. Der Vergleich mit der mehr oder weniger vom Zufall abhängigen Hierarchie bei Gewässernetzen drängt sich auf. Eine stärkere Durchfeuchtung einer Stelle mit größerem Verwitterungsgradienten stach besonders bei km 4 + 610 hervor, wo auch bezeichnenderweise ein größerer Grabeneinsturz erfolgte. Damit wird die praktische Bedeutung dieser Erscheinungen unterstrichen.
(Aus eigenen, unveröffentlichten Gutachten ist bekannt, daß solche"Rinnen" fast regelmäßig oberhalb von Abrißstellen bei Böschungsrutschungen auftreten. Diese Stellen verdienen bei einer Sanierung der Schadensstellen besondere Aufmerksamkeit.)

Eine direkte Beziehung zur Geländeoberfläche bei den geschilderten Unregelmäßigkeiten scheint nach den bisherigen Erfahrungen nicht zu bestehen. Auch die Kleinmorphologie gibt keinerlei Hinweise für die auffallenden Formen im Relief innerhalb der Verwitterungsbildungen. Bei großräumiger Betrachtung des Verwitterungsprofils unter ausgeprägten Geländeformen gibt es jedoch häufig wiederkehrende Grundtypen in den entsprechenden Verwitterungsprofilen.

4.22 Deutung des Verwitterungsmechanismus im ektodynamomorphen Profilabschnitt

Wie die Auswertungen bei den Untersuchungsgebieten Balingen und Hechingen zeigen, erfahren die Verwitterungsprofile - je nach dem verschiedenen Einfluß zusätzlicher äußerer

Kräfte - charakteristische Abwandlungen. Im Beispiel Oberrombach mit maximalen Hangneigungen von 8° fällt ein Einfluß der Schwerkraftkomponente dabei fort. Dasselbe gilt für die in diesem Untersuchungsgebiet gleichbleibende Vegetation. Da außerdem Quellen fehlen, verbleiben lediglich expositionsabhängige Faktoren und besonders die damit im Zusammenhang stehende Wirkung von Sickerwässern als Ursachen für Differenzierungen im Verwitterungsprofil.
Bei der relativ geringen Aufschlußtiefe tritt hier der endodynamomorphe Bereich nur wenig in Erscheinung. Er läßt sich in Oberflächennähe ohnehin nur schwer nachweisen. Ein Indiz für das Vorhandensein der damit verbundenen Kräfte sind horizontale, schichtparallele Gleitbahnen, wie sie schwach ausgebildet bei km 5 + 000 in etwa 2 m Tiefe vorliegen. Den endodynamomorphen Teil der Verwitterung und die in ihm sich abspielenden Entspannungsvorgänge schildert der Abschnitt 7.2.

Der größere Teil des Aufschlusses (Abb. 20 b) besteht aus Material der Verwitterungsgrade V_5 und V_4. Die abgeschlossene bzw. weit fortgeschrittene Plastizierung stellt für beide Stufen ein charakteristisches Merkmal dar. Aber auch die Verwitterungsgrade V_3 und V_2 zeichnet in diesem Untersuchungsgebiet eine überdurchschnittliche Plastizierung aus. Dementsprechend besitzen die randlich aufgeweichten Verwitterungsreste Kornsummenlinien mit größerem Feinkornanteil. Betrachtet man zusätzlich noch die Bereiche der Verwitterungsgrade V_2 und V_3, in denen auch den Verwitterungsresten eine geringere Eigenfestigkeit und eine stärkere Plastizierung zukommt, so wird die große Bedeutung der Plastizierung im Verwitterungsprozeß dieses Aufschlusses deutlich. Er ist für weite Gebiete der Ostalb typisch.

Für eine Interpretation der Aufschlußverhältnisse in Oberrombach müssen zwei Umstände beachtet werden. Wichtig ist - trotz einiger Unregelmäßigkeiten - die auffallende Korrespondenz zwischen Oberflächenform und Aufbau des gesamten Grabenprofils sowie das Zurücktreten der Einflüsse Vegetation und Hangneigung gegenüber dem Hauptverwitterungsagens Wasser. Es prägt somit die Grundzüge dieses Verwitterungsprofils. Um

auch die jahreszeitlich bedingten Schwankungen des Wassergehaltes größenordnungsmäßig kennenzulernen, sind nach der Probenentnahme während der Bauarbeiten im Frühjahr 1965 zusätzlich noch im Sommer 1965 Bohrungen mit Wassergehaltsbestimmungen durchgeführt worden. Die Bohransatzpunkte und Tiefen der Probenentnahme entsprechen dabei etwa den vorausgegangenen Untersuchungen. Die Wassergehalte aus den benachbarten Bohrungen liegen stets darunter (Abb. 20 c). Beidesmal sind die natürlichen Wassergehalte unter den Kuppen niedriger als in den Aufschlußbereichen unter den Senken. Dieser gegensätzliche Durchfeuchtungsgrad läßt sich vor allem mit dem kleineren Einzugsgebiet für die Kuppen erklären. Die folgende Tabelle gibt die Werte der Wassergehaltsbestimmungen für die obersten Bereiche der einzelnen Verwitterungsgrade wieder, wie sie bei der Kuppe (km 4 + 665) und bei der Senke (km 4 + 805) vorliegen:

Tabelle 7:

	Kuppe (km 4 + 665)				Senke (km 4 + 805)			
	Tiefe m	w_n % März	August	Diff.	Tiefe m	w_n % März	August	Diff.
V_5	0,18	20	15	5	0,45	27,5	17,0	10,5
V_4	0,45	17,5	14	3,5	1,50	27,5	17,5	10
V_3	0,90	15	13,5	1,5	2,50	24,5	19	5,5

Die Wassergehaltsprofile bei km 4 + 905 und km 4 + 975 (Abb. 20 c) nehmen insofern eine Mittelstellung ein, als hier auch die besonders stark plastizierten Bereiche innerhalb der Verwitterungsgrade V_3 und V_2 noch größere Wassergehaltsschwankungen (>5 %) aufweisen. Im Gegensatz dazu liegt bei den Profilen km 4 + 440 und km 4 + 665 ohne derartige Plastizierung die Differenz der beiden Wassergehaltsbestimmungen in den Verwitterungsgraden V_3 schon innerhalb des Streubereiches für Parallelproben.

Diese Untersuchungsergebnisse lassen klar den Zusammenhang

zwischen tiefgreifender Plastizierung und hohen natürlichen Wassergehalten verbunden mit starken Wassergehaltsschwankungen erkennen. Daraus läßt sich der Schluß ziehen, daß die dabei auftretenden Schwell- und Schrumpfvorgänge den Plastizierungsprozeß wirkungsvoll vorantreiben. Eine zusätzliche Bestimmung der Sättigungsgrenze an einer stark plastizierten Probe des Verwitterungsgrades V_5 (Probe 0,45 m, km 4 + 805) beweist indirekt eine vorausgegangene mechanische Durcharbeitung. Der natürliche Wassergehalt dieser Probe liegt bei 27,5 %, die Sättigungsgrenze, also der Wassergehalt, bei dem das Gestein ohne zusätzliche Arbeit kein Wasser mehr aufnimmt dagegen nur bei etwa 26 %.

Ergänzt wird diese Aussage durch das Profil bei km 4 + 400 an der Überquerung eines Bachlaufes. Das in etwa 2,5 bis 3 m Tiefe anstehende Gestein zeichnet sich durch bemerkenswert feuchte Begrenzungsflächen der Pelitkörper ohne starke Plastizierung aus. In mehreren Schichtflächen zirkuliert sogar Wasser. Trotzdem muß man diesen Profilabschnitt dem Verwitterungsgrad V_2 zuordnen. Außerdem scheint in diesem Aufschlußbereich nach unten schnell unverwittertes Gestein zu folgen. Auch EINSELE (1959) beobachtet weniger stark verwittertes Material in Bachrissen und Tälern verhältnismäßig flach unterhalb der Geländeoberfläche. Nach diesem Autor ist die Tiefenlage der weniger stark verwitterten Gesteine vom Verlauf des Grundwasserspiegels abhängig. Zur Unterstützung der letztgenannten Aussage fehlen genügend eigene Untersuchungen. Beim Beispiel der Abb. 20 b liegt nach der rostfleckigen Färbung fast der gesamte Aufschluß im Grundwasserschwankungsbereich. Die von EINSELE in Untersuchungsgebieten der Westalb gewonnenen Vorstellungen unterstützen aber indirekt das Ergebnis, wonach die Gegenwart von Wasser allein nicht ausreicht, um die Plastizierung zu erklären.

Aber auch die Druckhöhe des Wassers bzw. der Strömungsdruck scheint nicht ohne Einfluß auf diesen Prozeß zu sein. Dies zeigt ein Vergleich der morphologischen Situation (Abb. 19) mit den Verhältnissen im Grabenaufschluß sowie die Gegenüberstellung der Wassergehaltsprofile bei km 4 + 905 und 4 + 975

mit dem Profil bei km 4 + 805. Trotz nahezu gleich großer Wassergehalte und Wassergehaltsschwankungen in flacherer Aufschlußtiefe findet man an Stellen mit kleinerem Einzugsgebiet eine wesentlich geringere Plastizierung.
Der Plastizierungsprozeß reagiert in längeren Zeiträumen, in denen etwa Geländeformen herausmodelliert werden, schon auf minimale Unterschiede der exogenen Faktoren. Das kommt in der asymmetrischen Ausbildung des gesamten Verwitterungsprofils zum Ausdruck. Auffallend in dieser Beziehung sind die Verwitterungsgrade V_5 und V_4 zwischen km 4 + 700 und km 4 + 950. Der Verwitterungsgrad V_5 mit der stärksten Plastizierung besitzt am Nordhang eine Mächtigkeit von mehr als 1 m, während er am gegenüberliegenden Südosthang an Bedeutung verliert und schließlich fast ganz verschwindet. Das genau gegensätzliche Bild liefert der Verwitterungsgrad V_4 mit etwas weniger weit fortgeschrittener Plastizierung. Seine größere Mächtigkeit liegt an den nach Süden schauenden Hängen. Nur die unterschiedlichen Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse zwischen Nord- und Südhängen lassen sich dafür verantwortlich machen. Die Auswirkungen auf das Verwitterungsgeschehen spielen sich dann vermutlich folgendermaßen ab:
Eine stärkere und länger anhaltende Durchfeuchtung der Oberflächenschichten , wie sie an Nord- oder Schattenhängen auftritt, hat eine intensive Plastizierung dieser Bereiche zur Folge. Dadurch tritt eine Abdichtung gegenüber tieferen Zonen auf. An den etwas wärmeren, nach Süden ausgerichteten Sonnenhängen dagegen kann das Wasser durch die zahlreicheren und tieferen Trockenrisse schneller in größere Tiefen gelangen. Deshalb steht hier der Oberflächenschicht eine kürzere Zeit maximaler Durchfeuchtung zur Verfügung. Das in tiefere Bereiche eindringende Wasser beschleunigt dort zwar die Verwitterung, doch behindert der zunehmende Überlagerungsdruck und konstantere Temperaturverhältnisse die Möglichkeit für kleine Bewegungen im Verwitterungsmaterial. Der Plastizierungsprozeß schreitet hier deshalb langsamer voran. Die in diesem Aufschluß festgestellten Beobachtungen untermauern damit die im Balinger und Hechinger Gebiet gewonnenen Erfahrungen, ob-

wohl dort wegen der ehemaligen, viel länger wirksam schützenden Hangschuttdecke eine kürzere Verwitterungszeit vorliegt.

Für die Geschwindigkeit, mit welcher der Plastizierungsprozeß die Pelite des Braunen Jura angreift, geben Erkundigungen in aufgelassenen Ziegeleigruben gewisse Anhaltspunkte. Selbst an etwa 10 bis 15 Jahre alten Stellen, wo auch die knetende Wirkung von Fahrzeugen wegfällt, ist nirgends ein tieferes Vordringen der Plastizierung von mehr als 30 cm nachweisbar. Je unverwitterter das Gestein an die Oberfläche gelangt, umso bedeutungsloser bleibt aber die Plastizierung. Die Zerstörung der diagenetischen Bindungen, eine Voraussetzung für den Plastizierungsprozeß, nimmt unter den herrschenden klimatischen Bedingungen offenbar auch längere Zeiträume in Anspruch.

4.23 Durchlässigkeitsversuche im Untersuchungsgebiet Oberrombach

Zur Abrundung des Bildes über die hydrologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet der Abb. 19 wurden auch einige einfache Durchlässigkeitsversuche im Feld ausgeführt. Zu diesem Zweck bot sich ein von Grabeneinbrüchen abgeschnürtes und mit Wasser vollgelaufenes Grabenstück bei km 4 + 900 an. Das Profil besaß hier, nach der Entfernung des Wassers, an allen Stellen die maximale Menge an Haftwasser. Daraufhin wurden in 70 cm Abstand vom Grabenrand einige 3 cm breite Löcher mit einem gegenseitigen Abstand von 1,5 m bis zu den einzelnen Verwitterungsgraden vorgestoßen, am unteren Ende mit Draht aufgerauht und durch ein Plastikrohr mit hochkonzentrierter Uranin-Lösung langsam aufgefüllt. Bei sämtlichen Versuchen herrschte dieselbe Drückhöhe von etwa 2 m.

Für den Verwitterungsgrad V_3, der hier in 1,7 bis 1,9 m Tiefe ansteht, zeigte sich schon nach 30 Minuten senkrecht zur Grabenwand eine intensive Grünfärbung an der Wand in einem 5 x 20cm breiten Fleck. Beim Nachgraben stellte sich

ein Vordringen der Farblösung entlang den angedeuteten Schichtflächen heraus. Beim gleichen Verwitterungsgrad V_3 mit stärkerer Plastizierung, wie er in 0,7 bis 1,7 m Tiefe vorliegt, und bei dem darüber liegenden Verwitterungsgrad V_4 lagen nach 9 Stunden noch keine positiven Ergebnisse vor. Auch nach dem Entfernen der Plastikrohre und dementsprechend geringeren Druckhöhen blieben die Versuche selbst nach 7 Tagen ohne Erfolg. Interessant ist das Ergebnis für den Verwitterungsgrad V_2. Er steht ab 1,9 m Tiefe an. Erst bei einer zweiten Geländebegehung nach 7 Tagen fiel eine kräftig grün gefärbte, 5 cm hohe Kluft auf. Dieser Punkt hatte von der Farbeingabestelle knapp 4 m Entfernung und lag 30 cm unter ihr.

Selbstverständlich lassen sich aus diesen Versuchen keine Durchlässigkeitswerte berechnen. Sie demonstrieren aber deutlich die Möglichkeit für rasche Wasserbewegungen entlang Schicht- oder Kluftflächen im Verwitterungsbereich stark überkonsolidierten pelitischen Materials. Die Wasserzirkulationen geschehen dabei auf mehr oder weniger eng begrenzten und nicht vorausbestimmbaren Bahnen. Diese können durch die Grabarbeiten im vorliegenden Fall zwar etwas erweitert sein, in ihrer Anlage dürften sie jedoch auch im unverritzten Gebirge vorliegen.

Diese Durchlässigkeitsversuche zeigen jedoch auch die Möglichkeit für Verlagerungen von Tonsubstanz entlang solcher Bahnen auf. Ein Nachweis von solchen Umlagerungen in tonigen Gesteinen ist aber sehr schwierig und erfordert speziellere Untersuchungsmethoden (Bodendünnschliffe, pH-Messungen). Ob derartige Vorgänge die Plastizierung beschleunigen, kann daher nicht gesagt werden. Sollten jedoch infolge kolloid-chemischer Vorgänge räumliche Stoffdifferenzierungen durch Verlagerung von Tonsubstanz erfolgen, so lägen streng genommen parautochthone Verwitterungsprofile vor.

4.24 Veränderungen einiger bodenphysikalischer Werte im Plastizierungsprozeß

Die auffallenden Materialunterschiede in diesem Aufschluß

schlagen sich auch bei der Ermittlung der Atterberg'schen Grenzen und bei Kalkgehaltsbestimmungen nieder. Für die gegensätzlichen Profile bei km 4 + 665 und km 4 + 805 lauten die gefundenen Werte:

Tabelle 8:

Profil bei km 4 + 665					km 4 + 805			
	Tiefe m	w_f %	w_a %	$CaCO_3$ Gew.%	Tiefe m	w_f %	w_a %	$CaCO_3$ Gew.%
V_5	0,2	60,3	24,3	4,2-3,0	1,1	60,0	23,2	3,1-0,5
V_4	0,45	52,4	24,6	5,1-4,6	1,6	51,2	24,1	3,5-2,4
V_3	0,85	49,8	21,6	6,7-6,1				
	0,85	56,3	24,3	5,8-5,3	← Werte für das randlich plastizierte Material			
V_3	1,5	32,9	21,0	8,2-5,4				
Aktivität: Probe V_3, 1,5 m = 0,31					Probe V_5, 1,1 m = 0,875			
(für Korngrößen < 0,002 mm bei herkömmlicher Aufbereitungsart)								

Mit zunehmender Plastizierung tritt also eine Steigerung des Wassergehaltes bei der Fließgrenze und in geringem Maße auch für die Ausrollgrenze auf. Auch für gesonderte Bestimmungen an randlich stärker plastiziertem Material gilt dieselbe Feststellung. Damit scheidet eine direkte Abhängigkeit von der Tiefe für die Bildung von plastiziertem Material aus. Die Werte aus den Kalkgehaltsbestimmungen (Gesamtkarbonat, umgerechnet auf $CaCO_3$) verringern sich etwa mit wachsender Plastizitätszahl. Darin drückt sich nicht so sehr der Einfluß des Kalkgehaltes auf die Atterberg'schen Grenzen aus, vielmehr zeigt sich dabei die unterschiedliche Einwirkungszeit des Wassers auf das Gestein und die Möglichkeit, das Karbonat abzuführen. Je tiefgründiger die Plastizierung und je länger demnach Wasser das Material beeinflußt, umso kleiner wird der Karbonatgehalt. Ein Vergleich der entsprechenden Werte (Tabelle 8) für intensiv verwittertes Material des Verwitterungs-

grades V_5 mit den gesonderten Bestimmungen an plastiziertem Material, wie es die Verwitterungsreste umhüllt, unterstreicht dies. Eine wichtige Voraussetzung ist dabei die Fähigkeit des Gesteins mit dem Wasser zu reagieren. Im Abschnitt 4.3. wird daher noch kurz auf ähnliche, nicht jurassische Pelite Südwestdeutschlands eingegangen. Mineralogische Veränderungen treten im Plastizierungsprozeß nicht auf (s. Abschn. 5.). Demnach lassen sich die bodenmechanischen Unterschiede und der verschieden große Plastizierungsgrad im Grabenaufschluß Oberrombach nur auf eine feinere Dispergierung des Gesteins zurückführen, die vor allem durch kleinere Bewegungen bei Volumenschwankungen verursacht wird.

4.3. Vergleich mit ähnlichen, nicht jurassischen Sedimenten in Südwestdeutschland

Um abschätzen zu können, wie stark die ektodynamomorphen Verwitterungsprozesse von den Sedimenteigenschaften abhängen, ist noch ein kurzer Vergleich mit ähnlichen Sedimenten der Oberen Trias Südwestdeutschlands interessant. Flüchtig betrachtet besitzen mehrere Schichtglieder des Keupers fast gleich aussehende Verwitterungsprofile wie die hier untersuchten Juragesteine. Zwar gleichen - abgesehen vom Knollenmergel - auch die bodenphysikalischen Eigenschaften einiger geringmächtiger Horizonte, wie beispielsweise im Lettenkeuper, in den Bunten Mergeln oder im Stubensandstein durchaus denen der jurassischen Pelite, im wesentlichen scheinen aber die mergeligen Schichtglieder, wie z.B. im Gipskeuper oder in den Bunten Mergeln den ektodynamomorphen Verwitterungsprozessen einen sehr viel größeren Widerstand entgegenzusetzen.

Dies äußert sich in einem sehr geringmächtigen Verwitterungsprofil und vor allem in einem fast völligen Zurücktreten des Plastizierungsprozesses. Er ergreift im allgemeinen nur die obersten Zentimeter im Profil. Bauvorhaben in solchen Gesteinen sind daher mehr oder weniger problemlos. Der

natürliche Wassergehalt und das Raumgewicht dieser Gesteine spielen sich im Verwitterungsprofil schon sehr rasch unterhalb der Geländeoberfläche (meist < 1 m) auf gleichbleibende Werte ein, wie sie die unverwitterten, kalkarmen Pelite des Jura erst in größerer Tiefe besitzen. Auch der Plastizitätsbereich (w_f minus w_a) dieser Gesteine ist ebenfalls sehr klein (<15). Die Größe der Mineralkörner bzw. der kleinsten Aggregate, wie sie nach einer sehr intensiven Aufbereitung vorliegen, gleicht dabei manchmal den entsprechenden Kornverteilungen der Juragesteine. Meistens sind die Summenlinien nur geringfügig zu gröberen Korngrößen verschoben. Nach TRAUZETTEL (1962) betragen die Unterschiede im Tonkornbereich zwischen Knollenmergelproben (die in dieser Hinsicht den Juragesteinen entsprechen) und Proben der Bunten Mergel etwa 10 bis 20 Gew. %, obwohl der mineralogisch festgestellte Tonanteil etwa gleich groß ist. Die auffallenden Unterschiede im Verwitterungsgeschehen zwischen manchen pelitischen Keuper- und Jurasedimenten müssen also schon in den verschiedenen Eigenschaften der primären Sedimentpartikel und in der Art ihrer diagenetischen Bindungen zu finden sein.

Bei Oedometerversuchen an zwei gleich intensiv aufbereiteten und gestört eingebauten Proben der Bunten Mergel und des Opalinustons treten diese Differenzen deutlich hervor. Die Ent- und Wiederbelastungskurven des Keupermaterials sind im Gegensatz zur Opalinuston-Probe auffallend flach und unscheinbar. Die beiden Hauptagenzien des Plastizierungsprozesses, die Verformungen und die Reaktionen zum Wasser, geschehen also innerhalb des Juramaterials sehr viel rascher.

Für dieses unterschiedliche Potential dieser Gesteine des Keupers und Juras könnten die Differenzen der Durchschnittswassergehalte innerhalb der Verwitterungsprofile gelten. Solche vergleichenden Betrachtungen müßten jedoch ebenfalls Gegenstand speziellerer Arbeiten sein. Für genauere Untersuchungen fehlen gegenwärtig geomorphologische Arbeiten, welche Auskunft über das Alter der Verwitterung im Keuper- und im Juragebiet Südwestdeutschlands geben könnten. Unter Umständen muß mit einer rascheren Abtragung und demzufolge mit einer jüngeren Verwitterungsbildung im Keupergebiet gerechnet werden (frdl. mündl. Hinweis von Prof.Dr.G. EINSELE).

5. Mineralogische Untersuchungen

Neben den bodenphysikalischen Kennwerten werden an einigen Stellen auch orientierende mineralogische Untersuchungen angestellt, um den Mineralbestand einiger Horizonte und eventuell auftretende Veränderungen in den autochthonen Verwitterungsdecken zu ermitteln.

Die Röntgengoniometeraufnahmen [1] für den Ornatenton, (Abb. 31), die Ludwigienschichten, Braunjura β (Abb. 38) und den Opalinuston (Abb. 30 und 32) zeigen lediglich quantitative Unterschiede. Als Hauptmineralien sind dabei zu nennen: Kaolinit, Illit, Chlorit, Quarz und Calcit. Untergeordnet treten Glimmer, Feldspatrelikte, Hämatit und Goethit auf. Dies gilt auch bei gesonderten Bestimmungen an den Tonkorn- und Schluff-Fraktionen.

Auffallende Unterschiede zwischen Proben aus unterschiedlichen Verwitterungszuständen tauchen gelegentlich beim Calcit und bei den 14 Å-Mineralien auf. Mit zunehmender Verwitterung verringert sich manchmal der Calcitanteil (wie es ja bei den chemischen Bestimmungen zum Ausdruck kommt; Abschnitt 2.11), während der Anteil der 14 Å-Mineralien etwas zunimmt. Die letztgenannten Veränderungen werden allerdings erst bei sehr intensiver Verwitterung, also beim Übergang zu den Verwitterungsgraden V_4 und V_5 augenfällig. Als Beispiel aus dem Opalinuston bei Oberrombach zeigt die Abb. 30 zwei Röntgengoniometeraufnahmen von Proben des Verwitterungsgrades V_1 aus 2,6 m Tiefe (km 4 + 640) und des Verwitterungsgrades V_5 aus 1,1 m Tiefe (km 4 + 805). Das völlig verwitterte und stark plastizierte Material unterscheidet sich gegenüber dem aufgewitterten Gestein lediglich durch ein minimales Anwachsen der Menge der 14 Å-Mineralien. Dabei handelt es sich vermutlich um Neubildungen von sogenannten Bodenchloriten, deren Gitter keine austauschbaren

---

[1] Für die mineralogischen Untersuchungen danke ich Herrn Prof. Dr.G. MÜLLER vom Mineralogischen Institut der Universität Heidelberg.

Kationen enthält und sich nicht aufweiten kann. Bei bodenmechanischen Versuchen wirken sich diese geringfügigen mineralogischen Veränderungen daher kaum aus. Nicht ausschließen kann man dagegen die röntgenographisch nicht nachweisbaren Allophane, also die ungeordneten Bauelemente der Glimmer, welche mit ihrer großen äußeren Oberfläche möglicherweise beim Plastizierungsprozeß eine Rolle spielen könnten.

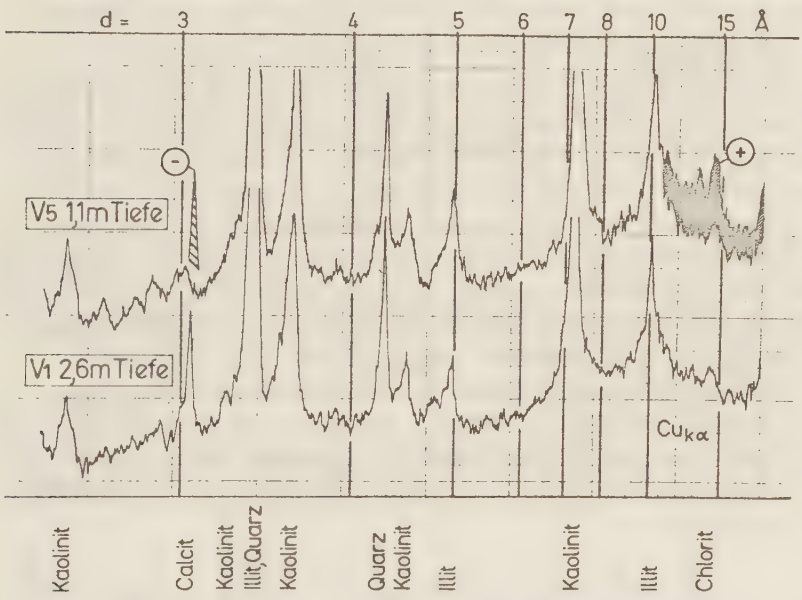


Abb. 30: Röntgengoniometeraufnahmen von leicht aufgewittertem Material (Verwitterungsgrad V_1) und stark plastiziertem Material (Verwitterungsgrad V_5) unterscheiden sich lediglich im Anteil des Calcits und der 14 Å-Mineralien (Opalinuston, Oberrombach).

Die Austauschkapazitäten für stark verwittertes und plastiziertes sowie weniger verwittertes Gestein (Oberrombach, Proben V_3, 1,5 m Tiefe bei km 4 + 665 und V_5, 1,1 m Tiefe bei km 4 + 805) scheinen dies zu bestätigen. Für das stärker plastizierte Material ergibt sich durch mehrfaches Ausschütteln der Probe mit Ammoniumoxalat und Ammoniumacetat und

einer Ermittlung des Ammoniakgehaltes im Filtrat ein Wert (T-Wert) von 39 mval/100 g. Bei der weniger stark verwitterten Probe werden 31 mval/100 g gefunden. Diese Untersuchungen [1] müssen als einfache Vorversuche betrachtet werden. Präzisere Angaben lassen sich erst bei umfassender Laborarbeit erzielen.

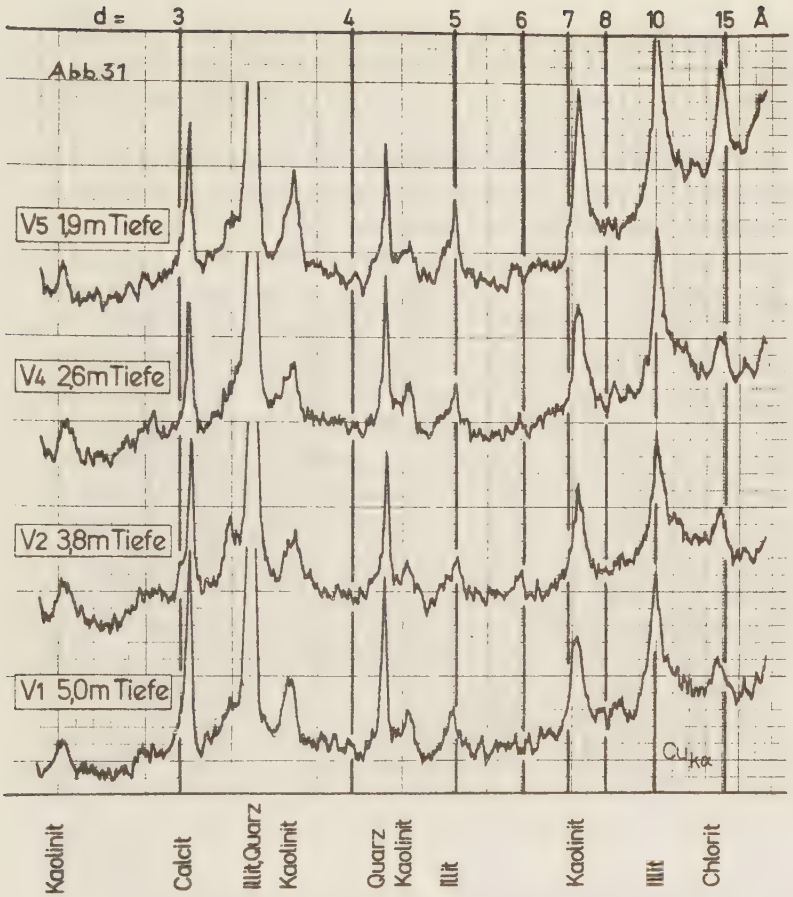
Wie sich die Mineralzusammensetzung weiter oben im Profil, in der eigentlichen Bodenzone mit ihren vielfältigen chemischen Prozessen verändert, interessiert in diesem Zusammenhang nicht. Hierbei wäre dann an eine verstärkte Bildung von Oxiden und Hydroxiden zu denken.

Als Beispiel für die nahezu gleichbleibenden Röntgenaufnahmen innerhalb eines Verwitterungsprofils soll die Abb. 31 wiedergegeben werden. Die Abstufungen im entsprechenden Verwitterungsprofil des Ornatentons (Abschn. 2.11, Abb. 3), wie sie durch die Ermittlung der realen Korngrößen der Pelitkörper und anderer bodenphysikalischen Kennwerte zustande kommen, finden bei den mineralogischen Untersuchungen kein Pendant. Dasselbe gilt für entsprechende Untersuchungen im Opalinuston und in den Ludwigienschichten. Daraus wird abgeleitet, daß im südwestdeutschen Raum die Eigenschaften im Verwitterungsprofil der kalkarmen Pelite lediglich vom Zerlegungs- und Plastizierungsgrad der Gesteine abhängen. Beide Prozesse laufen dabei ohne nennenswerte mineralogische Veränderungen im Profil ab.

Abb. 31: Röntgengoniometeraufnahmen eines Verwitterungsprofils im Ornatenton (s. Abb. 3, Abschn. 2.11). Bemerkenswerte Veränderungen im Mineralgehalt finden lediglich im Verwitterungsgrad V_5 bei den 14 Å-Mineralien statt.

---

[1] Für die Bestimmungen der Austauschkapazitäten danke ich meinem Bruder, Dr.S. WALLRAUCH, Würzburg.



Eine lokale Abnahme des Calcitgehaltes auf sehr kurze Entfernung kann auch schon in größerer Tiefe geschehen. Die Abb. 32 zeigt die Röntgenaufnahmen einer mehr als 3 m tief entnommenen Probe, wo die millimeterdicke, plastizierte Hällmasse im Gegensatz zum unverwitterten Kern, dem Verwitterungsrest, kein Calcit mehr erkennen läßt. Ähnliche Ergebnisse zwischen den Verwitterungsgraden V_3 und V_5 sind auf Abb. 30 wiederge-

geben. Weitere mineralogische Unterschiede zwischen Verwitterungsrest und plastizierter Hüllmasse lassen sich nicht feststellen.

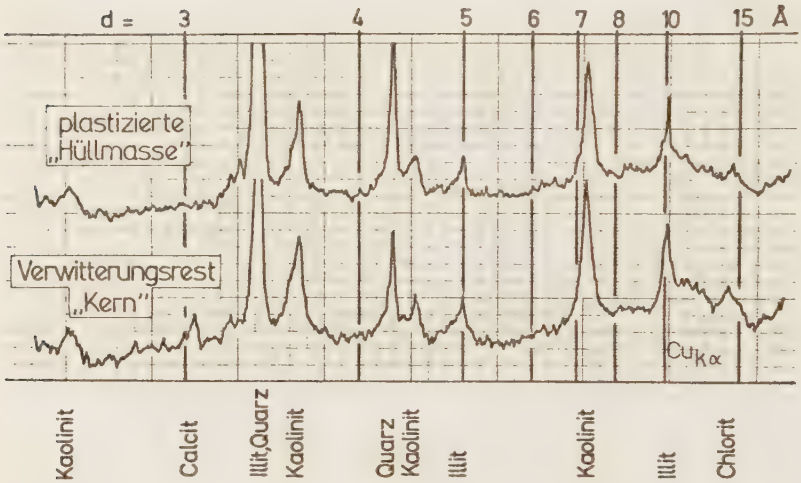


Abb. 32: Ein Verwitterungsrest und dessen plastizierte Hüllmasse besitzen lediglich beim Calcitanteil bemerkenswerte Unterschiede in den Röntgengoniometeraufnahmen. Opalinuston, Tischardt (Meßtischblatt Nr. 7421, Metzingen, r 35 24,24 h 53 81,75). Entnahmetiefe 3,5 m u.G.; Wassergehalt des Verwitterungsrestes 15 %, der Hüllmasse 25 %.

6. Gleitzonen

6.1. Feldbeobachtungen

Bei Untersuchungen der Gleitflächen von Rutschungen in pelitischem Material fallen immer wieder stärker durchfeuchtete und durchknetete Bereiche von einigen Zentimetern Dicke auf. In den meisten Fällen nehmen diese weicheren Zonen nur einen Teil der Rutschfläche ein und gehen mehr oder weniger schlagartig in sehr dünne, oft messerscharf ausgebildete Bruchflächen über. Mehrere Kriterien sprechen indessen dafür, daß diese Zonen schon längere Zeit vor dem eigentlichen Rutschvorgang angelegt werden.
Neben der ungleichmäßigen Ausbildung der Gleitflächen ist in diesem Zusammenhang auch die geringe Größe und Eigenfestigkeit der Verwitterungsreste innerhalb dieser Zone wichtig. Die kleinere Größe der Verwitterungsreste kann dabei nicht mit einer zermahlenden Wirkung beim Rutschvorgang erklärt werden, da sie meist rundherum plastiziert sind und nur selten frische Bruchflächen besitzen. Auch bei einer mehrere Wochen andauernden Lagerung frischer Verwitterungsreste in Wasser wird ein vergleichbarer Zustand geringerer Eigenfestigkeit nicht erreicht. Darüber hinaus macht die geringe Scherfestigkeit solcher Zonen das Zustandekommen größerer Hangrutschungen erst einigermaßen verständlich.
EINSELE u. WALLRAUCH (1964) beschreiben einige derartige Fälle bei Rutschungen und geben Werte für Wassergehalte und Flügelsonden-Scherfestigkeiten dieser Zonen im Vergleich zu den benachbarten, scharf ausgebildeten Bruchflächen an.
Bei weiteren Geländeerkundigungen lassen sich solche Zonen indessen auch in noch nicht verrutschtem Gelände nachweisen (s. z.B. Abb. 20 b, 18 a,d,e,f,g). Bevorzugt findet man diese Bereiche mit höherem Wassergehalt und stärkerer Dispergierung innerhalb des Verwitterungsgrades V_3, der im ungestörten Verwitterungsprofil oft schlagartig auftritt

und in dem die Plastizierung eine größere Bedeutung besitzen kann. Gerade hier, wo der Karbonatgehalt rascher als sonst zurückgeht, gleicht das Verwitterungsmaterial oft einem "Kies-Ton"-Gemisch und hat einen ausgesprochen rolligen Charakter. Größere Trockenrisse sind zwar weniger häufig oder fehlen ganz. Dafür kann man oftmals eine große Anzahl kleiner, unscheinbarer Risse und Bodenklüfte finden, durch die das Material rasch und gründlich durchfeuchtet werden kann, da sie sich im Gegensatz zu den Rissen im stärker verwitterten Bereich niemals völlig schließen. Häufig wird das Material dieses Verwitterungszustandes, der nur in seltenen Fällen ganz wassergesättigt ist, auch von der gegenwärtigen Frosteindringtiefe erreicht. Beim Tauen der kleinen Eislinsen erfolgt dann eine sehr ungleichmäßige Durchfeuchtung des Materials mit gelegentlichem breiartigen Ausfließen. An Hanglagen regeln sich die Verwitterungsreste nach dem Hanggefälle ein, woran ersichtlich ist, daß sich das Material ebenso wie die stärker verwitterten Partien häufig im Zustand des Kriechens befindet.

In kriechenden Massen gibt es Stauchungs- und Streckungszonen, also Erscheinungen, die man in der Plastizitätstheorie passive und aktive Grenzzustände nennt. Wegen des heterogenen Aufbaus hinsichtlich der Textur können daher besonders im Verwitterungsgrad V_3 Spannungsunterschiede mit Spannungsspitzen auftreten, die größere Differenzen im Porenwasserdruck zur Folge haben.
(Die üblichen Piezometer erlauben wegen ihrer Länge kein sinnvolles Messen. Außerdem läßt sich auch ein Verschmieren der Grenzflächen dieser Geräte beim Einbau in die hier interessierenden Gesteine nicht vermeiden. Aus diesem Grund ist auf solche Messungen verzichtet worden.)
Nach den Geländebeobachtungen verteilen sich solche schwerkraftabhängigen Bodenbewegungen nicht immer gleichmäßig im Verwitterungsprofil, sondern spielen sich offensichtlich häufig in enger begrenzten, flachen Zonen ab. Innerhalb solcher Bereiche, die mit den eingangs erwähnten Gleitzonen der Rutschungen in Verbindung gebracht werden, verändern sich

die Materialeigenschaften dergestalt, daß der Wassergehalt zu- und die reale Korngröße der Pelitkörper abnimmt. Vorerst können zur Unterstützung dieser Aussage nur die Erscheinungen im Verwitterungsprofil, nicht jedoch Messungen von Bewegungen, herangezogen werden. Die Entstehung der stets mehr oder weniger hangparallelen weichen Zonen wird durch die Annahme von Kriechbewegungen jedoch erst verständlich.

Die so ausgezeichneten Zonen, aus denen sich vermutlich die Gleitzonen entwickeln, liegen oft am Übergang der Verwitterungsgrade V_4 und V_3. Häufig findet man sie auch innerhalb des Verwitterungsgrades V_3, wenn dieser schichtweise stärker plastiziert ist. In diesem Fall treten die weicheren Zonen am Übergang zwischen stärker und schwächer plastizierten Abschnitten auf.

Ausgangspunkte für die Entstehung der Gleitzonen sind vermutlich die geländeparallelen Ablösungsflächen, wie sie die Bilder 1, 2 und 3, Tafel IV zeigen. An günstigen Aufschlüssen lassen sich diese auffallenden Erscheinungen mehr als 10 m weit verfolgen. Die beobachteten Tiefenlagen dieser Fugen - sie klaffen im allgemeinen etwa bis zu 1 cm - betragen weniger als 3 m unter Gelände. Manchmal liegen mehrere derartige Flächen übereinander. Ihre Position im Verwitterungsprofil befindet sich bezeichnenderweise dort, wo eine Diskontinuität im Plastizierungsgrad vorliegt.
Solche Flächen trennen also Gebirgsabschnitte mit unterschiedlichem physikalischen Verhalten gegenüber den exogenen Einflüssen. Schwell- und Schrumpfprozesse werden daher vermutlich die Hauptfaktoren ihrer Entstehung sein. Hinzu kommt bei einem diskontinuierlichen Aufbau des Verwitterungsprofils, daß die Scherfestigkeit des Materials im Gegensatz zur Scherspannung mit der Tiefe sprunghaft zunimmt. Die ungünstigsten Bewegungsbahnen befinden sich deswegen an der Basis eines plastizierten Bereiches. Für einen Geländebruch im üblichen Sinn reichen die Kräfte nicht aus. Sie lassen lediglich kleine, sich addierende Bewegungen zu. Die dabei beobachteten Verschiebungsbeträge sind gering (s. z.B. Bild 2, Tafel IV), doch werden sie vermutlich ausreichen, um einen

Mechanismus auszulösen, den man sich folgendermaßen vorstellen kann:

6.2. Vermutete Entstehung von Gleitzonen

In den geländeparallelen Zonen mit örtlich höheren Spannungen im mikroskopischen Bereich bilden sich durch Diffusionsvorgänge kleine Bereiche mit geringfügigen höheren Wassergehalten. Hier können dann kleine Verschiebungen stattfinden, welche Spannungskonzentrationen mit Porenwasserüber- und -unterdrücken in benachbarte Stellen übertragen. Herrschen Porenwasserunterdrücke, so wird Wasser zugeführt, bei Überdrücken besteht die Möglichkeit für differentielle Verschiebungen. (Andeutungen für derartige Vorgänge im kleinmaßstäblichen, dreiachsialen Laborversuch findet man beispielsweise bei OLSON, 1960.) Diese Vorgänge breiten sich flächig aus. Sie können also einen progressiven Bruch herbeiführen, der in diesem Fall jedoch durch die hangparallelen Ablösungsflächen schon weitgehend vorgezeichnet ist. Hinzu kommt, daß in diese flächigen Hohlräume Sickerwasser auch durch das hydraulische Gefälle allein zufließen kann und demzufolge in diesen kritischen Zonen stellenweise überschüssiges Wasser zur Verfügung steht. Die Verhältnisse wechseln natürlich mit den jahreszeitlichen klimatischen Schwankungen. Zusätzlich sind hier auch noch Pumpwirkungen mit größeren hydraulischen Drücken denkbar, wenn minimale Bewegungen größerer Schollen auftreten.
Die anfangs im mikroskopischen Bereich sich abspielenden Bewegungen vergrößern sich, wieder treten nach erfolgten Verschiebungen Porenwasserunterdrücke auf, erneut wird Wasser angesaugt, welches die Scherfestigkeit des Materials weiter herabsetzt, bis sich die Bewegungen wieder beleben usw. Wegen der großen Bedeutung des Wassers sind Muldenlagen besonders anfällig für die Entstehung solcher Gleitzonen.

Diese vorerst noch hypothetische Entstehung der Gleitzonen bleibt an der Geländeoberfläche zunächst verborgen. Erst

nachdem die Zone eine gewisse Größe erreicht hat oder wenn andere ungünstige Umstände hinzutreten, kann es auch zu regelrechten Rutschungen kommen. Zuvor hängt sich der auf der Gleitzone liegende Komplex immer mehr an den Nachbarbereichen auf und beansprucht diese auf Zug oder Druck. Im fortgeschrittenen Stadium können dann Geländewalzen bzw. Zugrisse auftreten. Ein Scherwiderstand in der Gleitzone selbst kann im gleichen Maße immer weniger mobilisiert werden, da die dazu erforderlichen Wege nicht realisierbar sind.
(Ähnliches beschreibt HAEFELI (1967) bei Schneebrettlawinen, wo es durch die zunehmende Verhärtung der hangenden Schneeschichten zum Abheben von brettartigen Gebilden kommt, welche schließlich nur noch in der oberen Zugzone aufgehängt bleiben.)

Vermutlich läuft, abgesehen von den sehr flachen Gleitvorgängen, die überwiegende Anzahl der Rutschungen im südwestdeutschen Mesozoikum nach diesem Schema ab. Die Problematik der üblichen Berechnungsmethoden, welche nur die herrschenden Spannungsverhältnisse entlang potentieller Gleitflächen berücksichtigen, soll damit kurz angedeutet werden.

Im Laufe der Kriechvorgänge bei der Gleitzonenbildung wird die Scherfestigkeit des pelitischen Materials langsam von der Spitzenscherfestigkeit bis zum sogenannten Gleitwert abgebaut. Dieser Umstand ist - neben den zusätzlich gegen die Stabilität arbeitenden Entspannungskräften (s. Abschn. 7.81) - sicher häufig dafür verantwortlich, daß auch bei den hiesigen Rutschungen die experimentellen Scherfestigkeitsbestimmungen nicht die geringen Werte erreichen, welche man beim Zurückrechnen an Schadensfällen erhält.

SKEMPTON (1964), der sich mit diesem Problem befaßt, führt deswegen einen "residual factor R" ein. Diesen Wert erhält der Autor beim Vergleich der durchschnittlichen Scherfestigkeit der eigentlichen Rutschung mit den experimentell ermittelten Spitzen- und Gleitscherfestigkeiten. "R" drückt aus, wie groß der Flächenanteil ist, in dem die Scherfestigkeit auf den Gleitwert abgefallen sein muß.

Diese Vorstellungen könnten sich nutzbringend auch auf die Verhältnisse in Süddeutschland übertragen lassen, obwohl im London-Ton eine mit der Gleitzonenbildung vergleichbare Erscheinung nicht beschrieben wird. Voraussetzungen dazu

sind weitere intensive experimentelle und beobachtende Geländearbeiten. Dazu gehören über längere Zeiträume sich erstreckende Messungen von Geländebewegungen (HENKE, 1964), sowie Scherversuche in situ. Einer labormäßigen Bestimmung dieser Werte stehen die texturellen Eigenschaften des Materials im Wege, das zudem in der Natur nur eine ebene Verformung erfährt und nicht axialsymmetrischen Spannungsbedingungen unterworfen wird wie im üblichen Triaxialversuch. Selbst im London-Ton, der nicht die ausgeprägte, stückig-blättrige Textur besitzt, erreichen horizontal abgescherte Großproben, wie sie auch hier erforderlich wären, nur 55 % der dreiachsialen Scherfestigkeit.

Gründliche Nachforschungen über Entstehung und Auswirkung solcher Gleitzonen sind zur Klärung von Schadensfällen wichtig. Wird nämlich bei einem künstlichen Eingriff in einen rutschgefährdeten Hang trotz Einhaltung der üblichen Vorsichtsmaßnahmen eine Rutschung ausgelöst, so kann eine bereits vorgebildete, aber unerkannt gebliebene Gleitzone die Voraussetzungen dazu liefern. Nachträgliche erdstatische Berechnungen, denen nur die Scherfestigkeitsparameter zugrunde liegen, wie sie außerhalb dieser Schwächezone gültig sind, müssen dann zu dem irrigen Schluß kommen, daß der Eingriff für die Hangstabilität bedeutungslos sei. Die Schadensursache wird dann häufig der höheren Gewalt oder nicht schuldigen Dritten zugeschoben, obwohl der Hang ohne Eingriff möglicherweise nie gerutscht wäre.

7. Horizontale Entspannungsbewegungen der überkonsolidierten Pelite

7.1. Vorbemerkungen

Mehrfach wird in den vorausgegangenen Abschnitten dieser Arbeit auf horizontale Entspannungsbewegungen der pelitischen Gesteine im süddeutschen Jura hingewiesen. Diese Bewegungen spielen sich auf mehr oder weniger horizontal liegenden, schichtparallelen Gleitflächen ab, wobei es zu säkularen Massenverlagerungen von teilweise überraschend großem Ausmaß kommen kann. Die Kenntnis dieser Vorgänge trägt sowohl bodenmechanisch als auch geologisch betrachtet zum besseren Verständnis der Eigenschaften und Reaktionen des pelitischen Materials unter den sich ändernden Spannungsbedingungen nahe der Geländeoberfläche bzw. unter dem Einfluß der Verwitterungsagenzien bei.

Besonders in den Verwitterungsgraden V_1 und V_2 lassen sich die Zeugnisse von horizontalen Bewegungen klar verfolgen. In den stärker verwitterten Abschnitten verwischen sich dann die Spuren immer mehr. Die folgenden Ausführungen beziehen sich daher nur auf den Verwitterungszustand, der unterhalb des üblicherweise als "Verwitterungszone" bezeichneten Profilabschnitts liegt. Dieses Material liegt also tiefer im Profil als gegenwärtige und periglaziale Frostwechseleinwirkungen, Durchwurzelungen, Einschlämmungen und die Oxidation im allgemeinen reichen. Es besitzt aber infolge Entlastung irreversible Veränderungen in Form sichtbar gewordener Kleinklüfte, Fugen und Schichtflächen. Unter den klimatischen und morphologischen Verhältnissen im Untersuchungsgebiet findet man diesem Verwitterungszustand, bei dem die Pelitkörper Faust- bis Backsteingröße erreichen, meistens in einer Tiefe von 10 ± 5 m.

Bei der Ermittlung von bodenphysikalischen Kennziffern in den verschiedenen geologischen Horizonten (s. Abschn. 2.11)

fällt auch in diesem Verwitterungszustand noch eine Abnahme des natürlichen Wassergehaltes und eine Zunahme des Raumgewichtes mit wachsender Tiefe auf, was zwar häufig nicht mehr so deutlich ausgeprägt ist wie in den darüber liegenden Abschnitten, einen gleichbleibenden Endwert jedoch erst in größerer Tiefe erwarten läßt. Da zudem der Sättigungsgrad sich innerhalb dieses hier betrachteten Verwitterungszustandes nicht ändert, oftmals sogar mit zunehmender Tiefe größer wird, müssen Volumenvergrößerungen des pelitischen Gebirges vorliegen und folglich können entsprechende Spannungen und daraus resultierende Verformungen erwartet werden.

7.2. Geländebeobachtungen

Die aufgrund dieser Überlegungen angestellten Nachforschungen ließen bald in vielen Aufschlüssen Erscheinungen erkennen, die sich durch den oben angedeuteten Mechanismus zumindest teilweise erklären lassen. Zunächst soll Bild 7, Tafel VI einen Eindruck von den kleineren Formen vermitteln, wie sie im Verwitterungsgrad V_2 mit einer schon fortgeschrittenen Zerlegung des Gebirges häufig sind. In dem knapp 30 cm hohen Aufschlußbereich des Opalinustons, von dem in Abb. 33 ein vergrößerter Ausschnitt gebracht wird, können sechs mehr oder weniger deutliche, horizontale Verschiebungsflächen (Nr. 1 bis Nr. 6) verfolgt werden. Dabei schiebt sich jeweils der hangende Gesteinsbereich über den liegenden. Da sich hier zwei zeitlich vor diesen Flächen angelegte Klüfte (K_1 und K_2) spitzwinklig im Fallen und Streichen treffen, erlauben einfache trigonometrische Operationen die entsprechenden Verschiebungsbeträge mit den dazu gehörenden Richtungen zu errechnen (s. Abb. 33 b). Im vorliegenden Beispiel ergibt sich ein Gesamtverschiebungsbetrag von etwa 15 cm. Die Winkel, welche die Schubrichtungen mit der Streichrichtung der Talflanke einschließen, betragen zwischen 39° und 79° (Winkel α in Abb. 33 c).

Die minimalen Verschiebungen bei den Flächen Nr. 2 und Nr. 3 verlaufen sogar parallel zur Talrichtung. Daß es sich auch bei ihnen nicht um sekundäre, oberflächennahe Schrumpfprozesse oder Verstellungen durch Aushubarbeiten handelt, zeigt sich beim Freilegen tieferer Aufschlußbereiche.

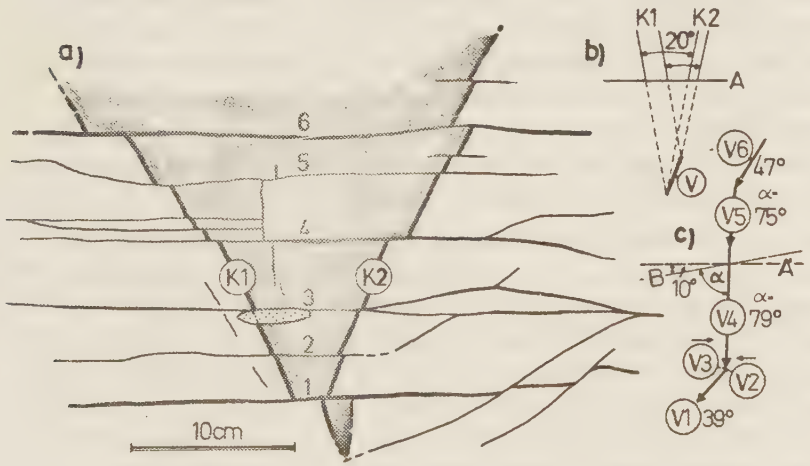


Abb. 33: a) Zwei spitzwinklig im Streichen und Fallen sich schneidende Klüfte (K_1 und K_2) werden von kleinen horizontalen Verschiebungsflächen (1 bis 6) versetzt (vgl. Bild 7, Tafel VI).

b) Ermittlung des Verschiebungsbetrages "V";
A = Verlauf der Aufschlußwand.

c) Aneinandergereihte Verschiebungsbeträge V_1 - V_6 mit Angabe der Bewegungsrichtungen;
B = Verlauf der Höhenlinien;
α = Winkel zwischen Bewegungsrichtung und Höhenlinien.
Opalinuston, Ziegeleigrube Aalen (Meßtischblatt Nr. 7126, Aalen, r 35 79,36 h 54 12,32).

Bei größeren Aufschlüssen mit mehr Beobachtungsmöglichkeiten

divergieren diese kleinen Verschiebungsvektoren nach allen zum Tal hin zeigenden Richtungen, wie es theoretisch bei einer oberflächennahen Volumenvergrößerung erwartet werden kann. Diese zum Verwitterungsgeschehen gehörenden Verformungen können ja nicht streng parallel zueinander verlaufen, sondern müssen radial ausgerichtet sein, wenn keine unendlich ausgedehnten, geradlinigen Talflanken vorliegen. Im Untersuchungsgebiet mit seiner reichen Zertalung verlaufen die Tal- und Berghänge auch über kürzere Entfernungen immer mehr oder weniger stark gekrümmt bis sie wieder von Seitentälchen stärker untergliedert werden. Eine seitliche Einspannung kann so der Volumenvergrößerung nicht in stärkerem Maße entgegenwirken.

Derartige Verschiebungsflächen liegen häufig scharenweise neben- und übereinander. Zerriebenes Material fehlt oder ist höchstens millimeterdick ungleichmäßig auf ihnen verteilt. Trotz der geringen Ausdehnung der einzelnen Flächen resultieren insgesamt beachtliche Verschiebungsbeträge, weil sich die Verschiebungsflächen auch seitlich in größerer Anzahl vertreten können.
Neben diesen unscheinbaren und leicht zu übersehenden Zeugnissen einer horizontal ausgerichteten Aufweitung im Gebirge kann man im talrandnahen Aufschlüssen auch mehrere Zehnermeter durchhaltende und sehr deutlich ausgeprägte Verschiebungsbahnen finden. Sie wurden bisher als stärker verwitterte, dünne Lagen im normalen Verwitterungsprofil angesehen und als solche nicht näher beachtet. Es handelt sich um durchschnittlich 1 bis 3 cm dicke Schichten, deren natürlicher Wassergehalt oftmals so hoch ist, daß sich das zerschuppt und durchknetet aussehende Material mit der Hand leicht formen läßt. Das benachbarte Material dagegen erfüllt nach der DIN 18300 meist noch die Forderungen für "leichter Fels".
Obwohl in solchen Fällen das Aufschlußprofil insgesamt keinerlei Spuren von größeren Bewegungen in Form von Stauchungen oder Zerrungen erkennen läßt, sprechen einige Kriterien eindeutig für Verschiebungen an diesen mehr oder weniger

schichtparallelen also nahezu horizontalen Zonen. Dazu gehören gelegentlich zu findende Striemungen an der Ober- oder Unterseite dieser Bereiche von der Art, wie sie auf Gleitbahnen von Rutschungen auftreten. Klarere Hinweise liefern abgesetzte Klüfte. Manchmal fallen auch voneinander abweichende Kluftbilder an den übereinander liegenden Schichtkomplexen auf, oder es hat den Anschein, daß hier regelrechte Schichtgrenzen zwischen Sedimenten mit verschiedenen physiaklischen Eigenschaften vorliegen. Dabei kommt es vor, daß der hangende Teil weniger stark verwittert ist als der Aufschlußteil unterhalb einer solchen interessanten Fläche (Bilder 3 und 4, Tafel 6). Kennt man jedoch die Eigenschaften des betreffenden geologischen Horizontes sowie das übliche Bild seines Verwitterungsprofils und berücksichtigt zudem noch die unmittelbar daneben feststellbaren Verschiebungen im Handstückbereich, so ist nur folgende Erklärung dafür möglich:
Die schwächer verwitterten Partien müssen über stärker verwitterte Bereiche geschoben worden sein. Das genauere Studium der durch solche Flächen getrennten Schichtkomplexe weist auch für Proben über und unterhalb der trennenden Fugen (s. Abb. 38) nahezu gleiche bodenphysikalische und mineralogische Werte und Ergebnisse nach. Der makroskopisch oft so auffallende Unterschied wird somit auf verschiedene Verwitterungszustände zurückgeführt, die einzig und allein im Zerlegungsgrad des Gebirges voneinander abweichen. Solche Erscheinungen sind nur deswegen möglich, weil die Verwitterung nicht überall gleichmäßig mit der Tiefe fortschreitet. Deswegen kommen schwächer verwitterte Stellen höher als sonst im benachbarten Profil vor (s. Abschn. 4.21). Die Verschiebungen solcher "Zeugenberge der Verwitterung" müssen dabei unendlich langsam, aber über Entfernungen mit Meterbeträgen stattgefunden haben. Daraus kann gefolgert werden, daß die Verschiebungen im Verhältnis zur Verwitterung in dieser Tiefe sehr viel schneller voranschreiten. Des weiteren zeigt sich, daß der Scherwiderstand entlang ausgeprägteren Schichtflächen relativ klein sein muß. Zum Überfahren solcher Hindernisse, wie es die weniger verwitterten Stellen zweifellos darstellen,

wäre ja eine sehr große Formänderungsarbeit erforderlich. Bis zu einem noch unbekannten, kleinen Grenzwinkel zu den Schichtflächen, der vermutlich stark von der Tiefe abhängt, scheinen auch geneigte Verschiebungsflächen realisiert zu sein. Das zeigen Beispiele aus dem Opalinuston (s. Bilder 3 und 6, Tafel VI).

Bei vielen derartigen Fällen kann die Möglichkeit einer heute noch andauernden minimalen Bewegung nicht ausgeschlossen werden. Die potentielle Wirksamkeit dieser Zonen als rezente Verschiebungsbahnen kommt nämlich durch die oftmals sogar weiche Konsistenz des pelitischen Materials zum Ausdruck, das manchmal als wasserstauende Schicht deutlich in Erscheinung tritt (s. Bild 5, Tafel VI). Eine Zustandszahl k_w bei o,6 ist dabei nicht selten.

Eine stärker hervortretende Schichtung scheint eine der Voraussetzungen für die Entstehung der horizontalen Gleitbahnen zu sein. So werden in anderen geologischen Horizonten, wie beispielsweise im Ornatenton, in denen dieses Merkmal zurücktritt, bisher lediglich kleine Aufschiebungen gefunden, die sich manchmal aus Entspannungsklüften zu entwickeln scheinen (s. Abb. 34).

Aus der über weite Bereiche nahezu schichtungslosen obersten Trias, dem Knollenmergel, werden ebenfalls immer wieder nur geneigte Harnischflächen beschrieben (z.B. TRAUZETTEL, 1962; siehe auch Abb. 46).

Vor allem für die Bewegungen auf horizontalen Gleitbahnen bietet sich der von STINI (1941) geprägte Begriff "Talzuschub" direkt an. In der Alpengeologie versteht STINI darunter das langsame Abgleiten von Felsmassen in die glazial übersteilten Täler. In der südwestdeutschen Schichtstufenlandschaft sind die nahezu horizontalen Verschiebungen von Schichtkomplexen an andere Voraussetzungen geknüpft. Trotzdem scheint es nicht erforderlich zu diesem umfassenden Begriff einen weiteren, ähnlichen Terminus hinzuzufügen. Zur Deutung dieser Voraussetzungen und weiteren Klarstellung dieses Phänomens sollen daher noch drei Aufschlüsse skizziert werden.

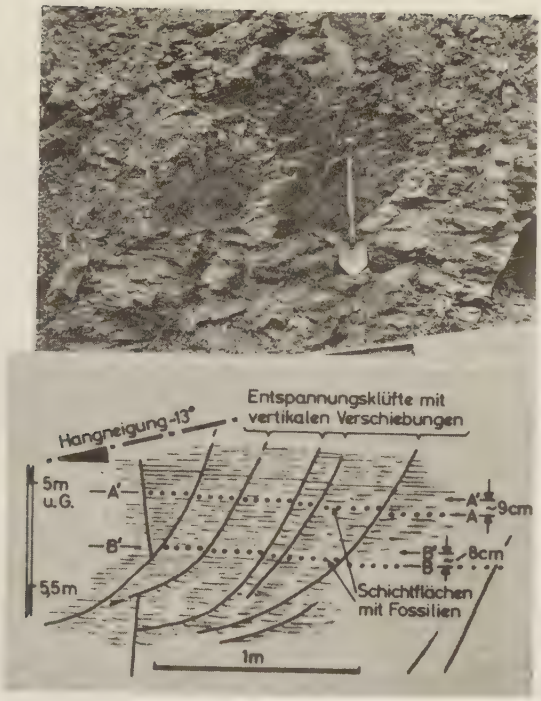


Abb. 34: Entspannungsklüfte im Ornatenton entwickeln sich in Oberflächennähe zu kleinen Aufschiebungen. Die vertikale Aufweitung des Gebirges beträgt 8 bis 9 cm (siehe Abbildungen 3 und 40).

In zwei Ziegeleigruben bei Heinigen und Geyrenwald, die beide in einem tektonisch völlig ruhigen Gebiet liegen, findet man mehrere deutlich ausgeprägte horizontale Gleitflächen. Sie stehen oft mit den kleinen, millimeterweiten horizontalen Ausgleichsbewegungen in Verbindung und lassen an einigen Stellen auch ihre seitliche Begrenzung bzw. ihren Beginn erkennen. Der dritte Aufschluß bei Neuhausen/Erms, der heute leider nicht mehr zugänglich ist, ermöglicht schließlich

auch präzisere Angaben über die Verschiebungsbeträge.

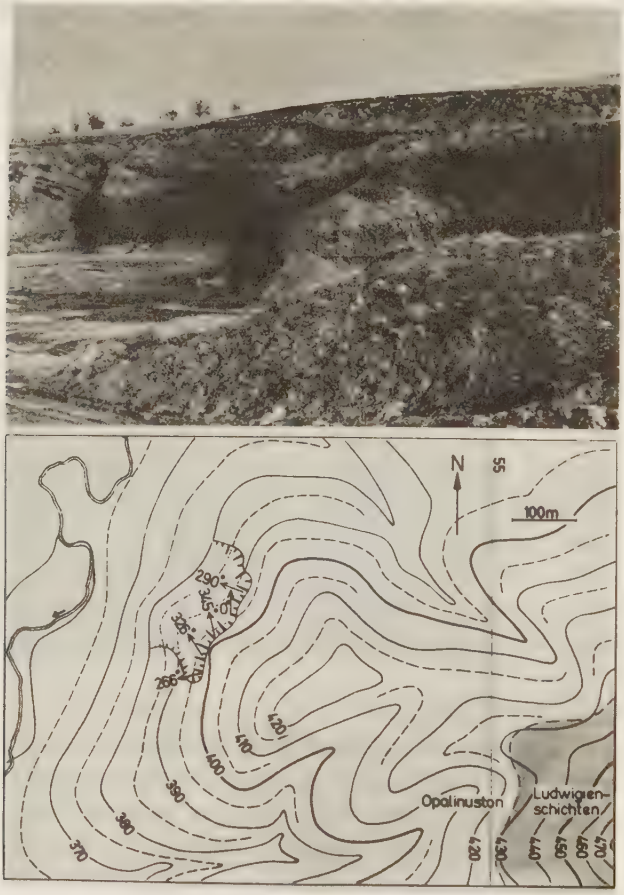


Abb. 35: Ziegeleigrube Geyrenwald; Braunjura α. Die Pfeile zeigen die Bewegungsrichtungen der einzelnen Schichtkomplexe an (Meßtischblatt Nr. 7224, Lorch, r 35 54,6 h 53 98,5).

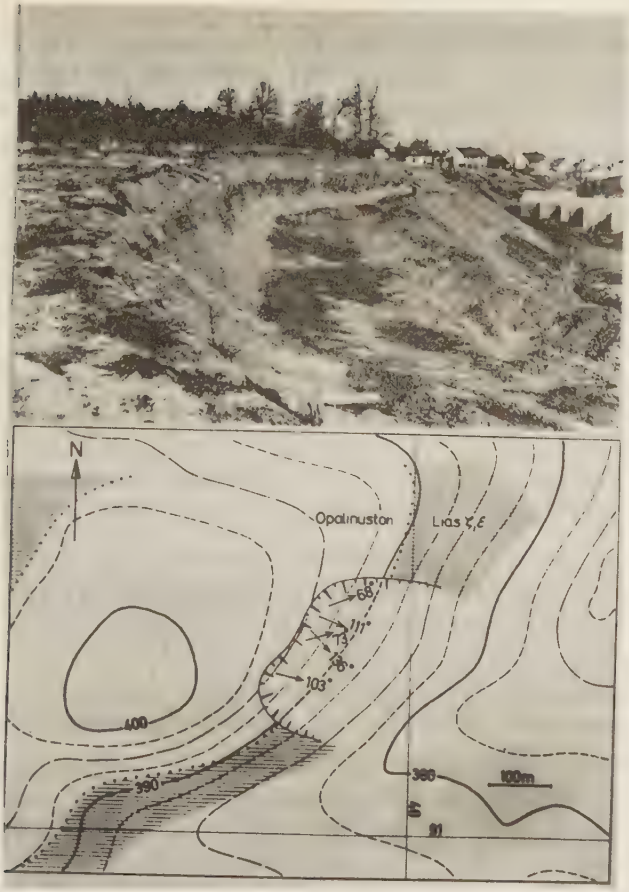


Abb. 36: Ziegeleigrube Heiningen, Braunjuraα. Die Pfeile zeigen die Bewegungsrichtungen der einzelnen Schichtkomplexe an (Meßtischblatt Nr. 7323, Weilheim, r 35 47,7 h 53 91,3).

Charakteristische Aufschlußbilder für die beiden Ziegeleigruben mit den entsprechenden morphologischen Situationen zeigen die Abb. 35 und 36. An den Stellen, wo heute die Gruben liegen, betrugen die Hangneigungen nur 6 % bzw. 18 %. Wichtiger

ist jedoch die danach einsetzende Verflachung, wie sie auch bei Neuhausen/Erms im Querprofil A der Abb. 37 zum Ausdruck kommt. Die Schichtlagerung in beiden Gruben ist nahezu horizontal. Lediglich durch Kartierung größerer Gebiete kann ein schwaches Schichteinfallen mit etwas über 1^{o} nach ESE festgestellt werden. Beide Lokalitäten liegen im Opalinuston. Das fossilfreie Handstück kann von der Fazies der Ludwigienschichten (Braunjura β), in welcher sich der später beschriebene wichtige Aufschluß bei Neuhausen/Erms befindet, nicht unterschieden werden. Die Beobachtungen und Folgerungen aus beiden Horizonten lassen sich daher aufeinander übertragen. Bei Heiningen können etwa 10 m aus dem unteren Abschnitt des Opalinustons, der Subzone des Lytoceras torulosum erkundet werden, in Geyrenwald tritt etwa der mittlere Abschnitt des Opalinustons zu Tage.

In diesem zuletzt genannten Aufschluß wird die Schichtung durch dünne, hellgrau und gelblich gefärbte, stärker mergelige Lagen betont. Erst bei näherer Betrachtung lassen sich deshalb die Gleitbahnen unterscheiden.
Auf Bild 1, Tafel V ist der Beginn einer untergeordneten Verschiebungsfläche zu sehen, wie sie - ausgehend von einer steil einfallenden Kluft - in eine deutlich ausgeprägte Schichtfläche umbiegt. Im allgemeinen entwickeln sich die horizontalen Gleitflächen aber aus flacher einfallenden Diskontinuitätsflächen, wie sie die Bilder 2 und 5, Tafel V mehrfach zeigen. Dabei handelt es sich um Verschiebungsflächen, die etwa 50 bis 100 m vom ehemaligen Talrand entfernt im Gebirge ihren Anfang nehmen. Neben diesen leicht zu übersehenden, aber zahlreich übereinander liegenden Flächen findet man jedoch noch sehr markante und über die gesamte Aufschlußwand durchhaltende Verschiebungsflächen, deren Ursprung also noch weiter im Innern des Gebirges liegen dürfte (s. Bild 6, Tafel V). Auch an senkrecht zu den Talflanken stehenden Aufschlußwänden bleibt der Abstand zwischen solchen Verschiebungsbahnen etwa gleich. Aus diesem parallelen Verlauf folgt zwingend, daß größere Volumenzunahmen in der Vertikalen auszuschließen sind. Man müßte ja sonst mit An-

näherung an die Geländeoberfläche ein allmähliches Auseinanderrücken feststellen können. Das ist aber erst bei sehr starker Verwitterung unmittelbar an der Geländeoberfläche der Fall.

Die Bewegungsrichtungen der einzelnen Schichtkomplexe lassen sich neben Striemungen häufig auch an einer auffallenden sekundären Klüftung ablesen (s. Bilder 3 und 4, Tafel V), die mit Winkeln zwischen 10^{o} und 35^{o} parallelscharig von den horizontalen Verschiebungsbahnen ausgehen. Sie werden als Zugrisse gedeutet, die einer horizontal liegenden größten Hauptspannung zugeordnet werden. Voraussetzung dazu ist eine Kohäsion, die auch im zerklüfteten Gebirge wirksam ist (MÜLLER, 1952, 1958; KIESLINGER, 1962). Diese Kluftscharen entstehen vermutlich in relativ passiven Gebirgsbereichen, welche in die horizontalen Entspannungsbewegungen der Umgebung mit einbezogen werden.

> Das genauere Studium dieser flächigen Elemente könnte wahrscheinlich gewisse Aufschlüsse über den Einfluß der Zeit bei sehr langsamen Belastungen und den dabei gültigen Festigkeitsparametern geben. Für diese noch relativ harten Gesteine liegen die entsprechenden, und nach dem üblichen Schema durchgeführten Laborwerte bis zu Bruchserscheinungen mit Sicherheit wesentlich höher.

Auf den Lageplänen (s. Abb. 35 und 36) sind die an solchen Sekundärklüften und Striemungen der Gleitbahnen festgestellten Bewegungsrichtungen durch kleine Pfeile dargestellt. Sie zeigen stets zum Tal hin, divergieren dabei jedoch für die verschiedenen Flächen. Aufschlußbereiche, die etwa am Schnittpunkt von auseinanderstrebenden Bewegungsrichtungen liegen, zeichnen sich oft durch eine stärkere Durchfeuchtung des Gebirges aus (s. Bild 1, Tafel VII). Für diese Erscheinung läßt sich AMPFERER's (1940) Begriff von der "Bergzerreißung" treffend verwenden.

Der im folgenden beschriebene Aufschluß am Hofbühl bei Neuhausen/Erms vermittelt auch demjenigen einen Eindruck von der Bedeutung dieser Entspannungsbewegungen, dem die Erscheinungen im Verwitterungsprofil pelitischer Gesteine weniger vertraut sind. Hier kam es 1965/66 zu umfangreichen Erdbewegungen

im dort überwiegend tonig-schluffig ausgebildeten Braunjura β. Es handelt sich bei diesem Aufschluß - entgegen der Aussage der geologischen Spezialkarte - um söhlige, deutlich geschichtete Pelite mit geringem Kalkgehalt im Hangenden des Concavasandsteins.

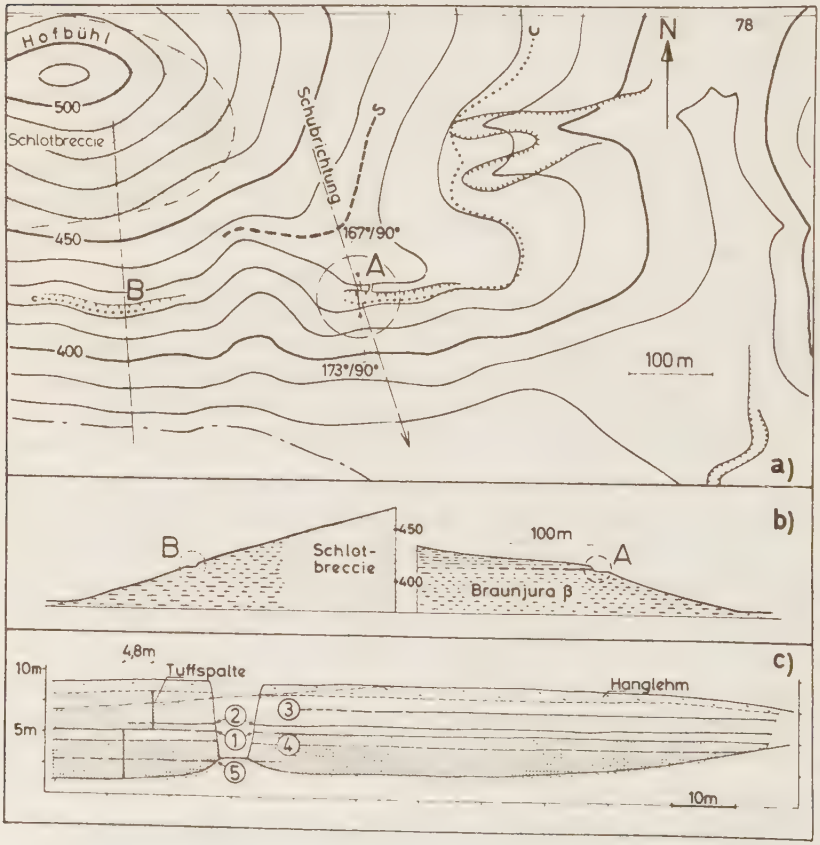


Abb. 37: a) Hofbühl bei Neuhausen/Erms (Meßtischblatt Nr. 7421, Metzingen, r 35 23,50 h 53 77,66). Aufschlußbereich A:
An horizontaler Verschiebungsfläche versetzte Tuffspalte mit Streichrichtungen von 167° und 173°. Pfeil zeigt die Schubrichtung des hangenden Schichtpaketes.

"c" und "s" = Ausstrichlinien des Concavasandsteins und des Sowerbyi-Ooliths.

b) Geländeschnitte durch die Aufschlußbereiche A und B. Horizontale Verschiebungsflächen entwickeln sich vor allem unter einem sich verflachenden Gelände.
(Der Kontakt zum Schlot ist vermutet.)

c) Aufschlußwand mit fünf schichtparallelen Verschiebungsflächen (Nr. 1 bis Nr. 5), 2-fach überhöht. Links die verschobene Tuffspalte.

Bild 1, Tafel VI, ein Ausschnitt der über 100 m langen Aufschlußwand (s. Abb. 37 c), zeigt im linken Bildteil eine saigere Tuffspalte, die von einer horizontal liegenden Fläche messerscharf abgeschnitten wird. Dieselbe Tuffspalte mit deutlich ausgeprägtem Kontakt zum Nebengestein erscheint im rechten Bildteil oberhalb dieser Fläche um 4,8 m versetzt wieder. Der Tatbestand einer Verschiebung ist also völlig zweifelsfrei. Abgesehen von einigen weiteren derartigen Flächen ist das Gestein weder oberhalb noch unterhalb dieser Verschiebungsfläche in seinem Verband irgendwie gestört. Es weicht mit keinem Merkmal vom üblichen Bild eines Verwitterungsprofils in jurassischen Peliten Südwestdeutschlands ab. (Gewisse Anzeichen, wie beginnende randliche Plastizierung und minimale Oxidationserscheinungen an Klüften sowie eine stellenweise kleinere reale Korngröße der Pelitkörper sprechen sogar dafür, daß der hangende Komplex hier etwas weniger ausgeprägte Verwitterungserscheinungen besitzt.)
Lediglich die 1 bis 3 cm dicke Verschiebungsfläche mit ihrer hellgrauen, z.T. rostigen Farbe und ihrer oft steifplastischen Konsistenz wirkt wie ein Fremdkörper in dem überwiegend dunkelgraubraunen, aus faustgroßen, festen Pelitkörpern aufgebauten Verwitterungsprofil. Dasselbe gilt mit einigen Einschränkungen für die anderen Verschiebungsflächen dieses Aufschlusses. In der Reihenfolge ihrer mutmaßlichen Bedeutung erhalten sie die Numerierung 1 bis 5 (s. Abb. 37 c).
Die zuerst erwähnte Fläche (F_1 in Abb. 37 c) bleibt über den gesamten, mehr als 100 m langen Aufschluß in etwa derselben Höhenlage sichtbar. Zwei der anderen parallel verlaufenden

Verschiebungsbahnen, die wie F_1 ebenfalls aus stark durchbewegtem, steifplastischem und zum Teil halbfest erscheinenden Material bestehen, gewinnen im Ostteil des Aufschlusses mehr Bedeutung. Eine davon (F_2) ist etwa 60 cm oberhalb der zuerst beschriebenen Verschiebungsfläche F_1 auf Bild 1, Tafel VI zu sehen. An ihr wird die rechte (obere) Hälfte der Tuffspalte um etwa 3 cm nach rechts versetzt.
Daneben gibt es noch zwei Flächen F_4 und F_5, welche strukturell und texturell ähnlich ausgebildet sind wie F_1, sich jedoch durch ihre feste Konsistenz unterscheiden. Die Spitze des Spatens (s. Bild 1, Tafel VI) deutet auf die höher gelegene Fläche F_4. Die Fläche F_5 ist im Bild durch herabgefallenes Material verdeckt. Die untere (linke) Hälfte der Tuffspalte durchschlägt beide, wird also an ihnen nicht versetzt. Daß aber auch zumindest an F_4 Bewegungen stattfanden, dokumentiert die Gegenüberstellung der gemeinen Hauptklüfte (Lagenkugelprojektionen auf Abb. 38), welche für die durch die Flächen F_1 und F_4 abgetrennten Schichtpakete gegeneinander verdreht erscheinen. Demnach liegen keine einfachen Parallelverschiebungen, sondern Verschiebungen mit minimalen Drehungen vor.
(Damit soll auch kurz auf die Problematik überfeinerter Kluftanalysen zur Deutung regionaler Tektonik in pelitischem Material aufmerksam gemacht werden. Vermutlich lassen sich die hier gemachten Beobachtungen auch auf ähnliche Gesteine außerhalb des Untersuchungsgebietes übertragen.)
Einige an ihrem schalenförmigen Aussehen erkenntliche Entspannungsklüfte (KIESLINGER, 1958; KRAUSE, 1966) durchsetzen interessanterweise die tieferen Gleitbahnen F_4 und F_5, welche von der Tuffspalte durchschlagen werden, enden aber an F_1.

7.3. Auswertung der Feld- und Laborergebnisse für das Untersuchungsgebiet am Hofbühl bei Neuhausen/Erms

Striemungen als Indikatoren für die Bewegungsrichtungen sind in diesem Aufschluß nicht zu entdecken. Wohl aber fällt eine

schuppige Textur des Materials in F_1 auf, wie sie Tone nahe der Ausrollgrenze bei Scherbeanspruchungen annehmen. Diese dachziegelartig angeordneten Schuppen (s. Bild 2, Tafel VI) weisen auf eine südsüdöstliche Bewegungsrichtung hin, was etwa mit der Fallinie des Hanges zusammenfällt (s. Lageskizze Abb. 37 a).

Für das Gebiet, wo die Tuffspalte um einen größeren Betrag versetzt wird, bedeutet das einen schwachen Anstieg der Gleitfläche F_1 in der Schubrichtung um 1° bis 2°, also eine "bergaufwärts" gerichtete Gleitbewegung. (Diese Angaben werden aus einer etwa 12 m nördlich der Aufschlußwand angesetzten Handbohrung und aus einer Nord-Süd streichenden Aufschlußwand 15 m östlich Bild 1, Tafel VI gewonnen.) Über die Neigung der Gleitfläche F_1 außerhalb dieses Gebiets können keine genauen Angaben gemacht werden. Auch für alle übrigen Gleitflächen ist nicht bekannt, um welchen kleinen Betrag und in welcher Richtung sie aus der Horizontalen gedreht sind. Dem Augenschein nach liegen sie jedoch in der Waagerechten.

Für das Aufschlußgebiet A der Abb. 37 a errechnet sich bei paralleler Gleitung nach der beobachteten Bewegungsrichtung seit Entstehung der Tuffspalte ein Verschiebungsbetrag von etwa 20 m. Berücksichtigt man aber die Drehung der parautochthonen Schichtkomplexe, so bleibt die absolute Schubweite trotz der Tuffspalte als deutlich identifizierbare Verschiebungsmarke unbekannt, da ja die Lage des fiktiven Drehpunktes nicht feststellbar ist und die aus den Bewegungsspuren abgeleitete Schubrichtung nur den letzten Formänderungsvorgang fixiert. Geht man aber von der Überlegung aus, daß die zum heutigen Tal zeigende Schubrichtung während der gesamten Bewegung mehr oder weniger beibehalten wird, so verringert sich der Verschiebungsbetrag für den Bereich A der Abb. 37 a umsomehr, je weiter entfernt von der Meßstelle sich der fiktive Drehpunkt mitbewegt. Der Schubbetrag liegt aber dann doch wohl etwas näher am oberen Grenzwert von 20 m als am unteren Grenzwert mit 4,8 m. Da die Ausbildung der Gleitfläche F_1 und die morphologische Situation sich entlang dieser etwa talrandparallelen Auf-

schlußwand nicht verändern, kann überall am Aufschluß ein etwa gleichbleibender Verschiebungsbetrag vermutet werden. Aus dem gleichen Grund können die Flächen F_3 und im Ostteil des Aufschlusses auch F_2 größenordnungsmäßig ähnliche Beträge erreichen.

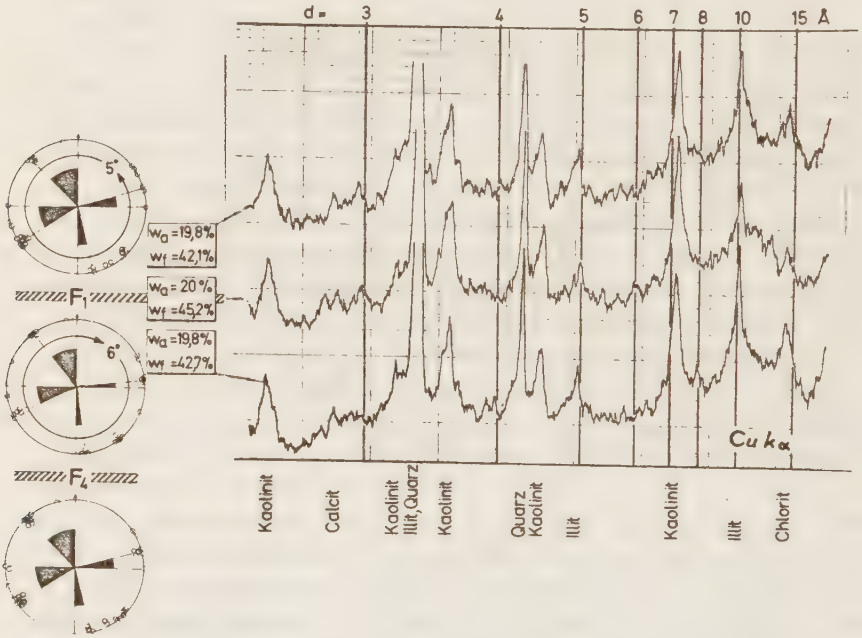


Abb. 38: Mineralogische und bodenphysikalische Eigenschaften sowie geologische Beobachtungen im Bereich der horizontalen Verschiebungsflächen F_1 und F_4 am Hofbühl. Das Material aus der Verschiebungsfläche F_1 unterscheidet sich weder bei den Atterberg'schen Grenzen (w_a, w_f) noch bei den Röntgengoniometeraufnahmen von dem benachbarten Gestein. Die Drehungen der Schichtpakete an den Flächen F_4 und F_1 um 6^o bzw. um 5^o zeigen die Lagenkugelprojektionen der Kluftmessungen. (Kleine Kreise = Polpunkte der Kluftflächen; angelegte Felder = sich verändernde Sektoren zu den Flächenmaxima.)

Neben der Schubrichtung und dem Verschiebungsbetrag interessieren natürlich der Ursprung der enormen Horizontalkräfte und die Frage, ob die Flächen eventuell schon bei der Sedimentation angelegt werden.
Die ursprünglichen Struktur- und Texturmerkmale in den Verschiebungsflächen sind zerstört. Deshalb sind zur Klärung der letztgenannten Frage bodenphysikalische und mineralogische Untersuchungen an Material aus der horizontalen Gleitfläche F_1 sowie aus den unmittelbar liegenden und hangenden Schichten durchgeführt worden. Bei der Ermittlung der Atterberg'schen Grenzen zeigt das Material aus der Gleitbahn eine größere Plastizität als die darüber und darunter entnommenen Proben (s. Abb. 38). Die Röntgengoniometeraufnahmen liefern dagegen nahezu identische Ergebnisse (s. Abb. 38). Eine materialbedingte Schwächezone kann aus diesem Grunde für die Verschiebungsbahn F_1 mit einiger Sicherheit ausgeschlossen werden. Auch gibt es sonst keinerlei Hinweise für einen besonderen, primären Sedimentationswechsel. Analoges gilt wohl für die übrigen Flächen. Eine Diskontinuitätsfläche als Resultat einer kurzen Sedimentationsunterbrechung ist bei allen schichtparallelen Gleitflächen jedoch denkbar. Die höhere Plastizität des Materials aus der Gleitfuge wird der stärkeren Dispergierung durch den intensiven, lang anhaltenden Aufbereitungsprozeß durch die Gleitbewegung zugeschrieben, der bei dem benachbarten, festen Material im Labor nicht gleichwertig erreicht wird.
(Die Werte aus der Gleitfläche sind mit denen aus stärker verwitterten Bereichen vergleichbar.)
Fachkollegen, welche diesen Aufschluß besichtigten, vertraten die naheliegende Ansicht, daß der jungtertiäre Vulkanismus bzw. die freigewordenen Kräfte bei der Eruption am Hofbühl als Ursache für diese Massenverlagerungen heranzuziehen seien. Der Rand des Tuffschlotes, zu dem die verschobene Tuffspalte gehört, liegt etwa 250 m nordwestlich des beschriebenen Aufschlusses (s. Abb. 37 a).
Die Tatsache, daß es auch horizontale Gleitflächen gibt, welche von der Tuffspalte durchschlagen werden, könnte zwar

zur Not mit der Mehrphasigkeit des Albvulkanismus erklärt werden. Dagegen spricht jedoch der völlig ungestörte Verband der bewegten Schichtkomplexe ohne irgendwelche Auflockerungen oder Zerrüttungen, wie diese bei solchen plötzlichen, stoßartigen Beanspruchungen erwartet werden dürften. Auch das Fehlen von Calcitabscheidungen in den Verschiebungsflächen selbst, wie sie in vielen Störungen dieses Alters vorkommen, spricht gegen einen Zusammenhang zwischen vulkanischem Ereignis und Entstehung der horizontalen Verschiebungsbahnen.

Wenn der Vulkanismus einen Einfluß auf die horizontalen Verschiebungen gehabt hat, dann sicher nicht mit der Wirkung eines Stoßes vom ca. 250 m entfernten Schlotrand oder einer kurzfristigen Abhebung von Schichtpaketen. Möglich wäre vielmehr eine Freisetzung und Aktivierung der Querdehnung durch Bildung neuer Fugen des spröde reagierenden Gebirges zwischen Aufschluß und Schlotrand. Diese Möglichkeit wird später noch diskutiert. Im Aufschluß selbst zeigt die reale Kornverteilung der Pelitkörper jedoch keine Unterschiede im Vergleich zu ähnlichen Verwitterungszuständen außerhalb des Kirchheim-Uracher Vulkangebietes, d.h. die von Schichtfugen, Klüften oder kleinen senkrechten Fugen begrenzten Teile des Gebirges sind in diesem Fall nicht kleiner. Da das Phänomen der Massenverlagerungen auf mehr oder weniger horizontalen Gleitflächen auch außerhalb dieses Vulkangebiets und auch abseits größerer tektonischer Störungen studiert werden kann, wird dieser mögliche Einwand gegenstandslos. Beim gegenwärtigen Stand der Untersuchungen fehlen bei diesen anderen Lokalitäten allerdings brauchbare Zeit- und Verschiebungsmarken, wie sie mit der Tuffspalte durch einen glücklichen Umstand gefunden wurden. Bei den eingangs erwähnten Aufschlüssen unterscheiden sich die übereinandergeschobenen Schichtpakete jedoch wesentlich stärker und auch die Verschiebungsbahnen selbst sind kräftiger entwickelt. Aus diesen Gründen sind auch dort ähnliche Verschiebungsbeträge wahrscheinlich.

7.4. Zeitliche Einstufung der Bewegungsvorgänge am Hofbühl

Die verschobene Tuffspalte gestattet auch eine gewisse zeitliche Einstufung der Bewegungsvorgänge. Altersbestimmungen nach der K-Ar-Methode die LIPPOLT, GENTNER und WIMMENAUER (1964) auch am Albvulkanismus durchführten, ergaben für diesen ein Alter von etwa 16 bis 20 Millionen Jahren. Seit dieser Zeit traten also an den tiefer liegenden Flächen F_4 und F_5, welche die Tuffspalte durchschlug, keine Bewegungen mehr auf.
(Diese Aussage läßt sich nicht mit den Vorstellungen über das Alter des Albtraufs vereinbaren.
Trotz mehrfacher Begehung des Aufschlusses mit Fachkollegen könnten Bewegungsflächen bei F_4 und F_5 innerhalb der Tuffspalte selbst verborgen geblieben sein. Die Transportrichtung der Schichtkomplexe müßte dann fast (siehe Kluftmessungen in Abb. 38) genau mit der Streichrichtung der Tuffspalte zusammenfallen.)
Dagegen haben sich die beiden anderen, auf Bild 1, Tafel VI sichtbaren Flächen seit dem Jungtertiär, genauer gesagt seit Entstehung der Tuffspalte verschoben. Ob allerdings an diesen Verschiebungsflächen F_1 und F_2 schon vorher kleine Bewegungen stattgefunden haben, läßt sich nicht feststellen. Ebenso unbekannt ist selbstverständlich die Dauer ihrer Aktivität. Vergleicht man jedoch die gegenwärtige Stellung des Materials im Konsistenzband (Wassergehalte zwischen Schrumpf- Ausroll- und Fließgrenze) mit entsprechenden Untersuchungen an Gleitflächen bei rezenten Rutschungen, so erscheint die Annahme einer kaum meßbaren Bewegung bis in die Gegenwart hinein nicht absurd. Ob die Formänderungen dabei kontinuierlich ablaufen, oder ob zyklische Bewegungen stattfinden, welche räumlich und zeitlich gesteuert werden - von einem sich ändernden Verhältnis der fortschreitenden Volumenvergrößerung und Spannungserhöhung zum verbliebenen Restscherwiderstand (HAEFELI, 1951; SKEMPTON, 1964) - soll hier nicht diskutiert werden. Zweifellos aber sind diese horizontalen Verschiebungsvorgänge keine Erscheinungen, die

etwa nur im Periglazial auftraten. Vielmehr kann angenommen werden, daß sie mit gewissen Einschränkungen vom Großklima unabhängig in Gang kommen können.

Für die großen Schollenabgleitungen und Bergstürze am Albtrauf machen GROSCHOPF (1956) zit. in BLEICH und BLEICH (1960) das eiszeitliche Klima mitverantwortlich. Die Behauptung BLEICH's, daß die Tone und Mergel an diesen Umlagerungen nahezu unbeteiligt sein sollen, kann wohl nicht aufrecht erhalten werden. Vielmehr wird man nicht fehlgehen, wenn man gerade in ihnen die auslösenden Ursachen vieler solcher Katastrophen vermutet. Das passive Verhalten der Tone und Mergel wird auch von GERMAN (1961) bei der Beschreibung eines rezenten Bergsturzes im Donautal angezweifelt. Die zeitliche Einstufung und der Mechanismus vieler Bergstürze, Bergschlipfe und großen Schollenabgleitungen am Albrand (HÖLDER, 1953) bedürfen also wohl noch weiterer Nachforschungen. Gleiches gilt auch für die "Abbruchtälchen" EISENHUT's (1952).

7.5. Deutung der Feld- und Laborergebnisse

7.51 Verschiedene Arten der horizontalen Bewegungen im Verwitterungsprofil

Vor einem Erklärungsversuch des Mechanismus der Entspannungsbewegungen auf horizontalen Verschiebungsflächen in den jurassischen Peliten Südwestdeutschlands soll noch eine andere Art der horizontal ausgerichteten Volumenvergrößerung kurz angedeutet werden, da die Abhandlung dieses Phänomens sonst zu einseitig wäre.

Sieht man zunächst von der Frage nach der vertikalen Aufweitung ab, so stellt die Abb. 39 stark vereinfacht die beiden Modi einander gegenüber, bei denen es auf völlig verschiedenen Wegen zu einer ausschließlich in der Horizontalen sich abspielenden Volumenvergrößerung kommen kann.

Der Ausgangspunkt sei ein kubisches Element (Abb. 39 a), bei dem die in der Natur bestehende Heterogenität (Wassergehalt, Wegsamkeit u.a.) durch verschieden große Punkte angedeutet sein soll. Je nach der Art der vorhandenen Diskontinuitätsflächen verursachen diese "Potentialunterschiede" verschie-

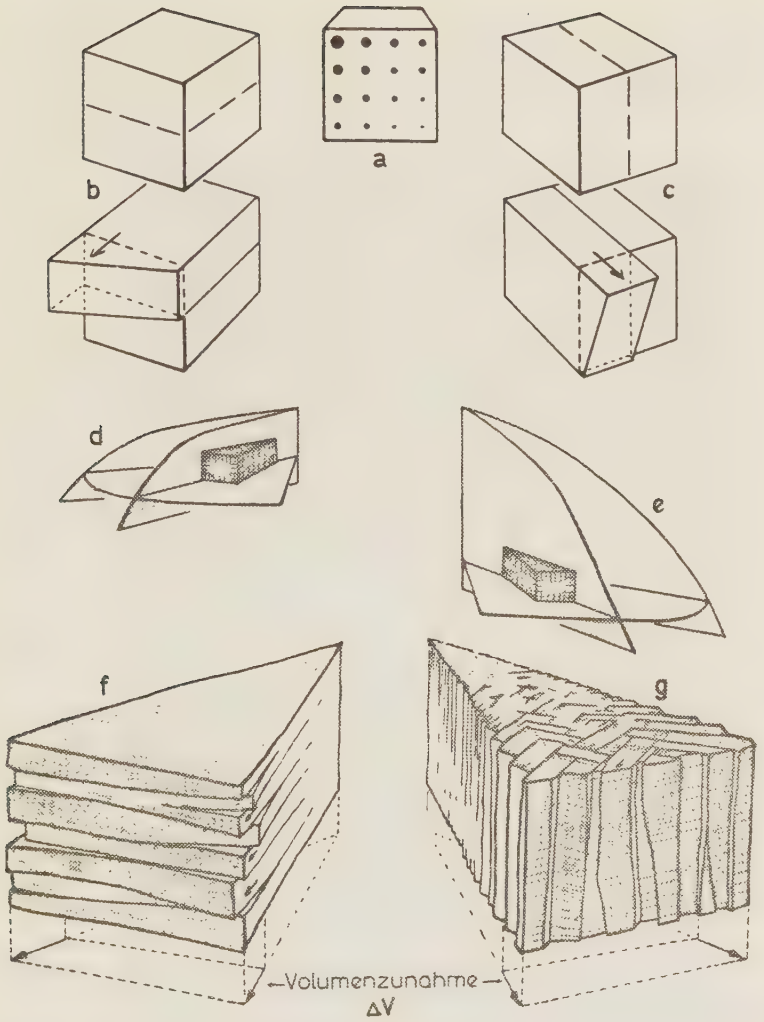


Abb. 39: Zwei Möglichkeiten einer ausschließlich horizontal ausgerichteten Volumenzunahme des Gebirges

a) In einem Würfel mit ungleichmäßig verteilten bodenphysikalischen Eigenschaften können je nach der Art der vorhandenen Diskontinuitätsflächen verschiedenartige horizontale Ausgleichsbewegungen stattfinden:

b) an Schichtflächen und c) an Kluftflächen.

Horizontale Ausgleichsbewegungen an Schichtflächen findet man vor allem in einem sich verflachenden Gelände (d), an Kluftflächen dagegen in einem steileren Hang (e). Zwei keilförmige Elemente besitzen dann den unter f) und g) dargestellten unterschiedlichen Habitus.

---

denartige horizontale Ausgleichsbewegungen bei Volumenvergrößerungen (Abb. 39 b und c). Die bisherigen Erfahrungen zeigen, daß die Form des Geländes bzw. seine ganze morphologische Entwicklung neben dem Gebirgsgefüge einen entscheidenden Einfluß auf die Art der oberflächennahen Entspannungsbewegungen ausübt. Horizontale Gleitbahnen treten vorwiegend in einem sich verflachenden Gelände auf (s. Abb. 39 d), während an höher ansteigenden und steileren Hängen (s. Abb. 39 e) meistens nur vertikale bzw. hangparallele Flächen gefunden werden. Der Grund liegt im unterschiedlichen Verwitterungsgradienten dieser morphologischen Formen. In einem waagerechten Schnitt ins Gebirge hinein verändert sich der Verwitterungszustand bei einem steilen Hang sehr viel schneller als bei einer sich verflachenden Böschung. Dort kann unter Umständen nur ein und derselbe Verwitterungsgrad angetroffen werden.
(Sehr deutlich kommen diese beiden Fälle auch am Hofbühl bei Neuhausen/Erms zum Ausdruck, wo im Aufschlußbereich B (s. Abbildung 37 b) keine großen horizontalen Verschiebungsflächen ausgebildet sind. Darüberhinaus liegt auch hier, trotz der kürzeren Entfernung zum Schlotrand ein vollkommen ungestörter Gesteinsverband vor.)
Betrachtet man nun in den beiden geschilderten morphologischen Situationen zwei keilförmige Elemente (s. Abb. 39 d,e), so können diese, stark schematisiert, folgende Unterschiede aufweisen:
Einmal sind kontinuierliche, gleichmäßig über die einzelnen Schichtflächen verteilte Volumenvergrößerungen mit Ausgleichsbewegungen an horizontalen Elementen, also beispielsweise an Schichtflächen denkbar (s. Abb. 39 f), zum anderen besteht

aber die Möglichkeit, daß es an senkrechten, segmentartig ineinandergeschachtelten Gefügekörpern, also z.B. an Klüften, zu sich addierenden horizontalen Verschiebungen kommt (siehe Abb. 39 g). Hierbei geht die Volumenzunahme ΔV von diskontinuierlich über die Fläche verteilten Stellen aus.

Abb. 40: Rutschung an der Landesstraße L 1220 zwischen Auendorf und Gammelshausen während der Sanierung; Braunjura ζ (Meßtischblatt Nr. 7324, Altenstadt, r 35 49,4 h 53 88,17). In steil ansteigendem Gelände vollzieht sich die Volumenaufweitung des verwitternden Gebirges an winkelig ineinandergeschachtelten Kluftkörpern (vgl. Abb. 39 g und Bild 4, Tafel IV).

In der Natur sind Überschneidungen und Übergänge zwischen beiden Möglichkeiten wahrscheinlich, wobei die primär dominierenden Diskontinuitätsflächen das spätere Bild prägen werden. Ungleichmäßige vertikale Ausgleichsbewegungen erlaubt vor allem das Modell der Abb. 39 g. Abb. 40, ein Ausschnitt der Sanierung einer notorischen Kriech- und Rutschstelle im Ornatenton nördlich Auendorf (s. Abb. 4) dokumentiert im tieferen Aufschlußbereich in nahezu reiner Form die Volumenaufweitung an winkelig aufeinanderstehenden Kluftflächen (s. Bild 4, Tafel IV). Zur Klärung dieser Erscheinungen sind jedoch noch Untersuchungen an weiteren Aufschlüssen erforderlich.

7.52 Bodenmechanische Grundlagen

Die Hauptschwierigkeiten einer versuchstechnischen und theoretischen Behandlung des hier interessierenden Verwitterungszustandes liegen im hohen Überkonsolidationsverhältnis (s. Abschn. 1.2), der verwitterungsbedingten Textur und in der zumeist unvollständigen Wassersättigung der Pelite Südwestdeutschlands. Darin liegt wohl auch der Hauptgrund für die im Verhältnis zur regionalen Bedeutung stiefmütterlichen Bearbeitung durch Bodenmechaniker.

Die eingangs erwähnten Veränderungen der Kennziffern im Verwitterungsprofil laufen nicht direkt proportional und spontan zur stattfindenden Entlastung infolge Erosion und Denudation ab. Zum großen Teil handelt es sich dabei vielmehr um die rückläufigen Prozesse, die beispielsweise Bodenproben bei der Entlastung nach der sogenannten "Langzeitsetzung" oder beim sog. "sekundären Zeitsetzungseffekt" erfahren (TERZAGHI, JELINEK, 1954). Dazu zählen relative Kornumlagerungen, die Ausdehnung der kleinsten Komponenten und vor allem physikalisch-chemische Veränderungen an ihren Grenzflächen. Die Wasseranlagerung ist dabei an erster Stelle zu nennen (z.B. YONG, WARKENTIN, 1967). Durch die gerichtete Adsorption von Wasser an die Ton- (und

Schluff-)partikel, deren Orientierung in diesen Sedimenten noch unerforscht ist, entstehen Drücke. Dies geschieht dann, wenn die Spannungen im Sediment infolge einer verminderten Auflast kleiner werden als die anziehenden Oberflächenkräfte der Teilchen. Eine weitere Voraussetzung dafür ist das allmähliche Zusammenbrechen der diagenetischen Bindungen, welche diesen Oberflächenkräften entgegenstehen (BJERRUM, 1966, befaßt sich ausführlicher mit diesem Problem, eine genaue Erforschung steht jedoch auch hier noch aus). Erst dann kann sich der geringe Wassergehalt, wie er höheren, früheren Auflasten entspricht, den neuen Bedingungen anpassen. Zwischen die feste Phase der Tonsubstanz kann sich dann wieder mehr Wasser einlagern, das aber nicht frei beweglich ist. Aus dem darüberhinaus hinzutretenden Wasser resultieren dann erst die eigentlichen Schwelldrücke.
Als deutlichstes Zeichen dieser Umwandlungen kann die Zunahme des natürlichen Wassergehaltes gelten, der bei völliger Wassersättigung ein direktes Maß für die Volumenzunahme liefert. Auf dieser Annahme basieren die folgenden Überlegungen, denen vor allem die Feld- und Laborergebnisse des Aufschlusses bei Neuhausen/Erms zugrunde liegen. Hier lassen sich die Verschiebungsbeträge größenordnungsmäßig belegen.

7.521 Verformungen durch Wasseraufnahme

Um die Volumenvergrößerung ΔV bei Wassersättigung zu ermitteln, muß der Ausgangswassergehalt w, also der niedrigste Wassergehalt, den das Sediment jemals besaß, mit dem heutigen Wassergehalt w_n - bzw. dem Differenzbetrag Δw zu diesem - in Beziehung gebracht werden. Dies erfolgt über einen Ausdruck für die Porenziffer, welche in diesem Fall das Verhältnis von Wasservolumen zu Festvolumen liefert. Nach experimenteller Ermittlung des durchschnittlichen spezifischen Gewichtes γ_s, des Ausgangs- und des natürli-

chen Wassergehaltes errechnet sich eine Volumenveränderung ΔV:

$$\Delta V = \frac{\gamma_s \cdot \Delta w}{1 + \gamma_s \cdot w} \cdot 100 \quad (\%)$$

Da Proben aus tieferen Bohrungen oder aus entsprechenden Stollen nicht zur Verfügung stehen, liegt die größte Unsicherheit in der nicht exakten Größe des Ausgangswassergehaltes. Dieser wird durch Extrapolation der Wassergehaltskurven zur Teufe hin abgeschätzt. Der Fehler dürfte trotzdem in den meisten Fällen gering sein.

Die Richtung der Volumenerweiterung bzw. ihr Anteil in der Vertikalen und in der Horizontalen ist unbekannt. Denkt man sich zunächst einen unendlich ausgedehnten, oberflächlich verwitterten Halbraum, bei dem die seitlichen Begrenzungen der Bodenelemente konstant gehalten werden, so spielt sich die Verformung durch Wasseraufnahme ausschließlich in der Vertikalen ab. Dann ergeben sich für die Kennwerte des Aufschlußgebietes mit der Tuffspalte die in Abb. 41 graphisch dargestellten bezogenen Verformungen. Diese sind nach obiger Gleichung für einen Ausgangswassergehalt von w = 9 % und einem durchschnittlichen spezifischen Gewicht von γ_s = 2,76 g/cm^3 errechnet. Die Kurve gibt die bezogene Verformung wieder, die jedes Bodenelement nach Abschluß der Diagenese auf dem rückläufigen Weg zum Verwitterungsprodukt bisher erfahren hat. Nach entsprechender Summierung kann man die theoretische Gesamthebung erhalten. Sie beträgt für dieses Beispiel bei 6 m Aufschlußhöhe knapp 30 cm. Die vertikale Aufweitung, die sicher für manche Kartierungsunstimmigkeiten im Vorland der Schwäbischen Alb verantwortlich ist, interessiert hier nicht weiter.

Freie Böschungen erlauben dagegen seitlich gerichtete Entspannungen, welchen nach dem Beobachtungsmaterial unter bestimmten Voraussetzungen offenbar ein geringerer Formänderungswiderstand entgegengesetzt wird, als es der erforderli-

chen Arbeit zum Anheben eines mehrere Meter dicken Schichtpaketes entspricht. Dies wird am gleichbleibenden Abstand von horizontalen Verschiebungsflächen deutlich. Mit anderen Worten, der überwiegende Anteil der Volumenänderungen scheint dabei in der Horizontalen zu erfolgen.

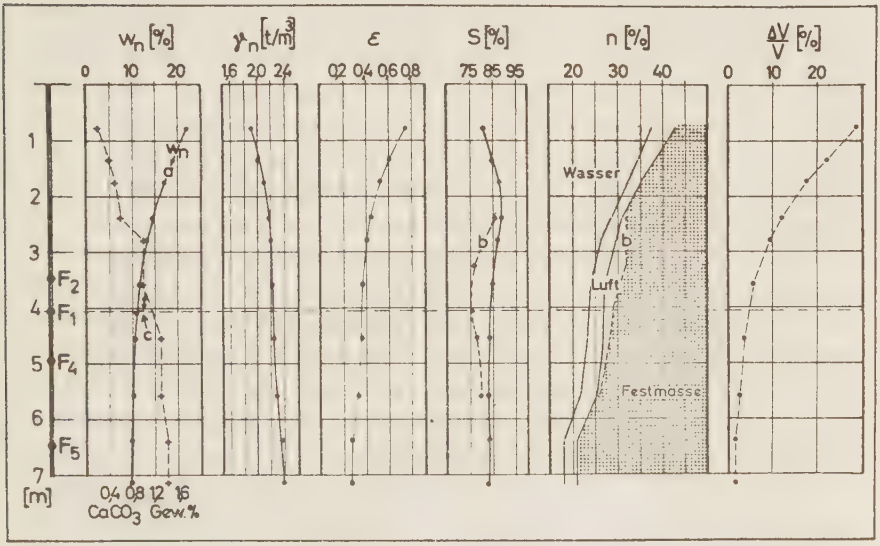


Abb. 41: Bodenphysikalische Eigenschaften des Braunjura β im Aufschlußbereich A am Hofbühl

F_1 – F_5 = Lage der horizontalen Verschiebungsflächen;

c = sprunghafter Kurvenverlauf des Wassergehaltes an F_1;

ε = Porenziffer für ein mittleres spezifisches Gewicht γ_s = 2,76 g/cm³;

S = Sättigungsgrad;

b = Kurvenverlauf bei Berücksichtigung der Kleinfugen; dadurch verringert sich der Sättigungsgrad weiter;

$\frac{\Delta V}{V}$ = bezogene Verformungen (Ausgangswassergehalt w = 9 %).

7.522 Vergleich der Feldbeobachtungen mit den interpretierten Laborergebnissen

Interessant ist nun ein Vergleich dieser Werte mit der größenordnungsmäßig bekannten Schubweite der Fläche F_1 am Aufschluß mit der Tuffspalte. Die Frage nach den dazu erforderlichen mechanischen Bedingungen soll zunächst ausgeklammert bleiben. Die bezogenen Verformungen (gegenüber dem Ausgangszustand) des oberen Schichtkomplexes betragen hier zwischen 5 % und 6 %. Vorausgesetzt das Liegende bleibt in Ruhe, dann müßten in waagerechter Richtung bis 270 m (135 m) in das Gebirge hinein gleiche Bedingungen vorliegen, um einen Verschiebungsbetrag von 15 m (7,5 m) zu erhalten. Nimmt man den an einer anderen Stelle dieser Verschiebungsfläche ermittelten sprunghaften Verlauf der Wassergehaltskurve (s. Abb. 41, w_n, Kurve c) für die Gesamtfläche als repräsentativ an, so errechnet sich mit der bezogenen Verformung von aufgerundet 3,5 % eine erforderliche Strecke von über 400 m (über 200 m). Wollte man andererseits nur den tatsächlich gemessenen, zweifellos aber zu niedrigen Wert von 4,8 m (s. Bild 1, Tafel VI) mit diesem Mechanismus erklären, so benötigt man mit der bezogenen Verformung von 5,5 % und unbeweglichem Liegenden etwa 85 m, mit dem maximalen Differenzbetrag der bezogenen Verformungen zwischen den beiden an F_1 verschobenen Schichtkomplexen dagegen etwa 145 m. Doch selbst diese Strecke scheint noch zu groß und mit den dortigen Verhältnissen kaum zu vereinbaren, wenn das entsprechende Querprofil (s. Abb. 37 b) betrachtet wird. Schon in 100 m Entfernung vom Aufschluß läge die Verschiebungsbahn F_1 bei einem waagerechten Verlauf 12 m unter Gelände. Das ist eine Tiefe, in welcher bei ähnlicher Verwitterungstiefe wie an der Aufschlußwand ein Wassergehalt von etwa 9 % und folglich auch minimale bezogene Verformungen wahrscheinlich sind. Gegen eine geländeparallele Verschiebungsfläche, die diese Schwierigkeiten umgeht, sprechen einmal die Feldbeobachtungen und auch

der Umstand, daß bei der vorliegenden horizontalen Schichtlagerung und dem betrachteten Verwitterungszustand kein geradliniger Verlauf der Gleitbahn möglich wäre. Der Scherwiderstand der diagonal geschnittenen Pelitkörper wäre viel zu groß, und der lange Verlauf einer solchen Gleitfläche daher ebensowenig realisierbar wie ein winkeliger Verlauf entlang mehr oder weniger senkrechten Trennfugen und waagerechten Schichtflächen. Folglich reicht die Wasseraufnahme allein nicht zur Erklärung des Verschiebungsmechanismus aus.

7.53 Bedeutung der Kleinfugen

In den kleinen Trennfugen scheint nun aber ein weiterer Schlüssel zum besseren Verständnis der oberflächennahen Reaktionen bei den betrachteten Gesteinen zu liegen. Für die überkonsolidierten, kalkarmen Pelite im Untersuchungsgebiet steht die Erforschung von Vorkommen und Bildungsbedingungen dieser Erscheinungen noch aus. KRAUSE (1966) konzentriert sich mit detaillierten Studien auf die makroskopisch sichtbaren Klüfte und vor allem auf die größeren Entspannungsklüfte (KIESLINGER, 1958; MÜLLER, 1962). Die dazwischen liegenden kleinen Klüftchen oder Fugen, im unverwitterten Zustand oft nur an einer latenten Spaltbarkeit erkennbar, bleiben unberücksichtigt. Man könnte sie in ihrem Habitus ganz grob mit den kleinen, bankrechten Schlechten in der Kohle vergleichen (s. z.B. Bild 5, Tafel V). Für die Gesteine des Braunjura α vermutet KRAUSE bei Entspannungen ein weitgehend plastisches Reagieren. Brucherscheinungen verweist er in die unmittelbare Oberflächennähe. Zahlenangaben gibt derselbe Autor für die Mergelsteine des Weißjura α mit einer oberflächennahen, durch typische hangparallele Klüfte erkenntlichen Entspannungszone bis etwa 50 m unter Gelände an. Diese Tiefe wird von keinem der hier geschilderten Fälle auch nur annähernd erreicht. Der Tiefgang der Ziegeleigrube Geyrenwald beträgt

beispielsweise weniger als 20 m. Stets findet man aber neben den üblichen, meist ebenflächigen Klüften die kleinen, zentimeter- oder dezimeterlangen, unregelmäßig verlaufenden Klüftchen oder Fugen, auch wenn der natürliche Wassergehalt schon sehr nahe an den Ausgangswert herankommt oder nach dem Kurvenverlauf nicht weit davon entfernt ist.
Anders als die Entspannungsklüfte zeigt ihre Orientierung im Raum nach vorläufigen Untersuchungen auch in weniger verwitterten Abschnitten keine Symmetriebeziehung zur Morphologie des Geländes. In Abb. 42 sind die Streichrichtungen solcher Kleinfugen in asymmetrischen Richtungsrosen dargestellt, wie sie im Ornatenton (s. Abb. 4 und 40) in unterschiedlichen Verwitterungsgraden auftreten. Mit zunehmender Verwitterung wird ihr Verlauf immer regelloser.

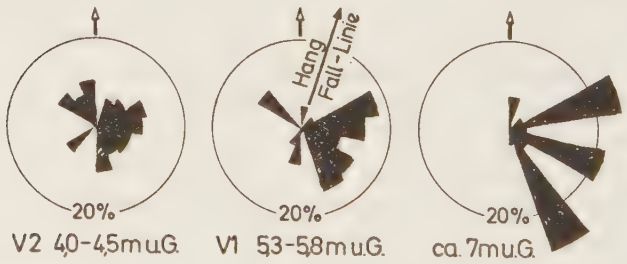


Abb. 42: Asymmetrische Richtungsrosen für Kleinfugen im Ornatenton (s. Abb. 4). Mit zunehmender Verwitterung wird die Orientierung dieser Gefügeelemente im Raum immer regelloser.

Analoges gilt für den Aufschluß mit der Tuffspalte. In dem dort betrachteten Verwitterungszustand beträgt die Öffnungsweite dieser Fugen maximal 1 mm. Außer diesen Fugen können an frischen Gesteinsabschlägen mit der Lupe manchmal noch kleine Rißchen gefunden werden. Sie sind wohl der Hauptgrund

für die unvollständige Sättigung kompakt erscheinender, faustgroßer Gebirgsbrocken (s. Kurve b, Abb. 41). Daneben muß in diesem Zusammenhang auch an eine statistisch verteilte Expansion zwischen den einzelnen Sedimentpartikeln gedacht werden. Der Hohlraumgehalt der kleinen Trennfugen fällt bei der Erfassung größerer Volumina bereits ins Gewicht, und da sie höchstens von dünnen Wasserfilmen benetzt sind, verringert sich dementsprechend auch der Sättigungsgrad (s. Abb. 41, Kurven S-b bzw. n-b). Die Volumenbestimmungen an etwa 6000 cm^3 Boden durch Ersatz mit Feinkies in situ ermittelt, sind zwar für genaue Untersuchungen zu klein und ungenau, die damit errechneten Sättigungsgrade geben aber deutlich die auch mit bloßem Auge sichtbare Tendenz wieder. Danach wachsen nämlich die Öffnungsbeträge klaffender Kleinfugen in vielen Aufschlüssen mit abnehmender Überdeckung zunächst geringfügig an. Mit der parallel dazu verlaufenden fortschreitenden Zerlegung der Gebirgskörperchen und ihrer zunehmenden randlichen Plastizierung nimmt die Anzahl der kleinen Fugen zwar zu, die Öffnungsbeträge verringern sich jedoch und schließlich werden die Spaltenhohlräume ganz von einer tonig-schluffigen Masse erfüllt.
Ihr erstes Auftreten, d.h. der Ort ihrer Anlage, befindet sich also tiefer unter der Geländeoberfläche als die in dieser Arbeit geschilderten Aufschlüsse reichen. Das bedeutet, daß die wachsenden Spannungen im Gebirge infolge Wasseraufnahme, aber auch Frost und Wärmeeinwirkungen, nicht der allein ausschlaggebende Faktor für ihre Entstehung sein können. Da die Kleinklüfte also von den direkten exogenen Einflüssen unabhängig zu sein scheinen, liegt es auf der Hand, einen großen Teil dieser Fugen als Reaktionsprodukte der oberflächennahen Entspannung anzusehen, welche mit der Abtragung bzw. der Entlastung parallel geht. Ähnliches wird ja auch von tieferen Baugruben immer wieder berichtet (z.B. REUTER, 1961).

7.531 Entstehung der Kleinfugen

Die Kleinfugen lassen sich als Trennbrüche, also als flächige

Elemente ohne Verschiebungen charakterisieren. In tieferen Aufschlußbereichen gleicht ihre Strukturierung den Sprödbrüchen, wie sie bei Materialprüfungen gefunden werden. Hier wie dort fallen muschelig geformte Flächen mit zuweilen radialer, fächerförmiger Riefung auf. Solche Flächen werden von GRAMBERG (1965) als "axial cleavage fractures" beschrieben. Es sind Bruchflächen, die sich im spröde reagierenden Material in Richtung der größten Drucklast entwickeln. Die Ursachen sind induzierte Zugspannungen an Fehlstellen oder andersartig exponierten Bereichen, wo es zu Kerbwirkungen und daraus folgenden Rissen kommen kann. Dieser Prozeß ist also unter Druckspannungen, auch beim Vorhandensein einer seitlichen Einspannung möglich. Die so entstehenden vagabundierenden Spannungen ("micro stresses" bei GRAMBERG) sind bis heute nicht meßbar. Sie sind zeitlich und räumlich nicht statisch.

Diese Vorstellungen lassen sich ohne weiteres auch auf das reale Gebirge übertragen. Selbst im homogen erscheinenden Handstück eines überkonsolidierten, jurassischen Pelits gibt es allein in Form gröberer Sedimentpartikel zahlreiche Stellen, die Ausgangspunkte für die Entstehung kleiner Risse abgeben können. In etwas größeren Bereichen kommen tektonische Klüftung, Schichtflächen und stärkere petrographische Unterschiede hinzu, um durch Kraftflußänderungen ein differenziertes und durch die Entstehung neuer Diskontinuitätsflächen ein sich änderndes Spannungsbild hervorzurufen.

Grundvoraussetzung für die Entstehung von Klüften und Fugen ist eine Deviatorspannung (d.h. ein dreiachsialer Spannungszustand). Sie muß nach der im Gelände beobachteten Stellung der Kleinfugen so ausgerichtet sein, daß die größte Hauptspannung parallel zu diesen Fugen in etwa senkrechter Richtung verläuft. Die Richtungen der kleineren Hauptspannungen variieren nach dem Feldbefund stärker. Sie werden von der freien Oberfläche und inneren Kräften beeinflußt. Die Bedingungen für ein derartiges Spannungsbild sind in der Nähe eines Tales gegeben. Damit werden die Kleinfugen den großen,

talrandparallelen Entspannungsklüften (KIESLINGER, 1958, 1960) an die Seite gestellt, welche dem geomechanischen Spannungsfeld hinter steilen Wänden zugeschrieben werden (MÜLLER, 1961; GERBER und SCHEIDEGGER, 1965; HAEFELI, 1967). Anders als die großen Entspannungsklüfte, deren Bedeutung und Anzahl mit wachsender Entfernung vom Talrand abnimmt (KIESLINGER, 1958; KRAUSE, 1966), verändert sich das Erscheinungsbild der kleinen Fugen häufig nicht so schnell. Dies ist bei den skizzierten Aufschlüssen und überall dort der Fall, wo sie in einem sich verflachenden Gelände mit den horizontalen Verschiebungsbahnen vergesellschaftet sind. Daraus kann der Schluß gezogen werden, daß die Bildung der Kleinfugen mit einer beträchtlichen, horizontal gerichteten Ausdehnung verknüpft ist, zu der vermutlich auch die Entstehung der kleinsten Risse beiträgt.

Mit dem Zustandekommen der ersten Fugen kann eine Kettenreaktion eintreten, die zur Schaffung immer neuer Fugen führt. Da bestimmte Bereiche durch die Fugenbildung geschwächt werden, müssen die daneben liegenden Abschnitte plötzlich einen größeren Teil der Spannungen abtragen, bis auch diese zu Bruch gehen. Die Fugen können sich deswegen nicht zu durchgehenden Klüften weiterentwickeln, weil in diesen Gesteinen zahlreiche Schichtflächen zur Verfügung stehen, an denen es schon zu Beginn der Fugenbildung zu minimalen horizontalen Verschiebungen kommt.

7.532 Wirkung der Kleinfugen

Der zur Erzeugung der Fugen erforderliche Spannungszustand entfernt sich unter diesen Umständen offensichtlich mit dem Entstehen einer horizontalen Gleitfläche allmählich vom Talrand und wandert in das Gebirge hinein. Damit können immer größere Bereiche von dieser Art der Gebirgsauflockerung erfaßt werden. Das heißt mit anderen Worten, das geomechanische Spannungsfeld beeinflußt auch flachere Hänge.

Unterstützt wird die Annahme einer solchermaßen verursach-

ten seitlichen Verschiebung durch die Labormessungen GRAMBERG's, der eine beachtliche seitliche Ausdehnung bei der Bildung der kleinen Risse und Fugen beschreibt. Interessant sind in dieser Hinsicht auch Modellversuche an zerklüfteten Medien, die MÜLLER und PACHER (1965) an der Internationalen Versuchsanstalt für Fels in Salzburg durchführten. Auch nach ihren Messungen kommt es infolge Teilkörperverschiebungen zu beträchtlichen Ausdehnungen. Diese sind umso größer, je weiter die Versuchsanordnung vom dreiachsigen Spannungszustand entfernt ist. Mit dem Einsetzen des Bruchfließens (MÜLLER, 1958) soll es zu einer plötzlichen und starken Vergrößerung der Querdehnung im Gebirge kommen. Diese könnte dann sogar den theoretischen Größtwert für einen plastischen, volumenkonstanten Zustand mit $\mu = 0{,}5$ überschreiten.
Sicher kann man bei den geschilderten Fällen noch nicht von Bruchfließen i.e.S. sprechen, doch dürfte der hier betrachtete Zustand nicht weit davon entfernt sein. Von Querdehnungszahlen im Zustand des Kriechens, welche einem $\mu > 0{,}5$, ja sogar $\mu = 1{,}0$ entsprechen, berichtet ROBERTSON (1963).

Die Frage ist nun, ob im realen Gebirge die Querdehnung allein von den herrschenden Eigengewichtsspannungen herrührt. Nach KIESLINGER (1958) hat jedes Gestein in mehr oder weniger starkem Maße die Eigenschaft, Spannungen infolge früherer Tektonik oder Gesteinsauflast zu speichern. Eine Speicherung und allmähliche Freisetzung der Querdehnung scheint bei den vorliegenden Fällen nicht ausgeschlossen. Das zeigen überschlägige und vereinfachende Rechnungen.

Die folgende Gleichung geht von der Elastizitätstheorie aus und gilt für den unendlich ausgedehnten, isotropen Halbraum. Für einen Würfel mit der Kantenlänge 1 ergibt sich unter einer Überlagerung z ein Querdehnungsbetrag q:

$$q = \mu \cdot \frac{1}{E} \cdot z \cdot \gamma \cdot 1$$

(μ = Poisson-Ziffer, E = Elastizitätsmodul, γ = Raumgew.).

Mit dieser Gleichung sollen nun die erforderlichen Gebirgsbereiche ermittelt werden, die an der Querdehnung beteiligt sein müssen, um ähnliche Verschiebungsbeträge zu erhalten wie am Aufschluß mit der Tuffspalte. Das Liegende soll sich dabei nicht bewegen.

Setzt man die Gültigkeit obiger Gleichung auch für eine Poisson-Ziffer $\mu = 1$ voraus, dann ergibt sich mit einem angenommenen Verformungsmodul E = 5000 $\frac{Mp}{m^2}$, einem Raumgewicht γ = 2,0 $\frac{Mp}{m^3}$ und einer Überdeckung von z = 5 m eine Strecke von 2,5 km um eine Verschiebung von 5 m zu erhalten. Dieser Betrag ist unrealistisch hoch. Schon viel besser vorstellbar wäre ein entsprechender Wert von weniger als 200 m für einen dreifach so hohen Verschiebungsbetrag von 15 m, wie man ihn mit denselben Kennziffern, aber für eine heute nicht mehr existierende Auflast von 400 $\frac{Mp}{m^2}$ erhält.

Allerdings liegen für Pelite und besonders für ihre oberflächennahen Verwitterungsprodukte die experimentell ermittelten Querdehnungszahlen nach LINK (1960, 1961) wesentlich unter der angenommenen Zahl, und auch der Verformungsmodul ist in Wirklichkeit für den betrachteten Verwitterungszustand und den höheren Lastbereich größer. In entsprechendem Maße wächst natürlich der für die Querdehnung erforderliche Gebirgsbereich. Umso wahrscheinlicher wird aber auch die Vermutung, daß die Querdehnung aus der geologischen Vorbelastung an den Verschiebungen mitbeteiligt ist, da die Formänderungen aufgrund der Wasseraufnahme allein ja nicht zur Erklärung der beobachteten Schubweite ausreichen.

Außerdem zeigen die flach einfallenden Sekundärklüfte (Bilder 3 und 4, Tafel V) an den Verschiebungsflächen, daß dieser zuletzt genannte Mechanismus des Quellens über größere Bereiche bei den Verschiebungen eine untergeordnete Rolle spielen muß.

Ein mit geologischen Mitteln geführter Nachweis über die Größe der freigesetzten Querdehnung steht vorerst noch aus.

Die einfache Summierung der Fugenbreiten über eine Strecke würde einen zu geringen Wert liefern. Die einzelnen Pelitkörper beeinflussen sich bei ihren langsamen Bewegungen in Richtung zur Talflanke ja auch seitlich, so daß kleine Drehungen wahrscheinlich sind. Vor allem aber sind nicht nur die makroskopisch sichtbaren Kleinfugen zu beachten. In den zugänglichen Aufschlüssen finden auch bereits geringe Volumenvergrößerungen durch Wasseraufnahme statt, was zu weiteren Teilbewegungen und zu einem Aneinanderrücken der einzelnen Pelitkörper führt. Darüber hinaus ist auch eine einfache Expansion des Gebirges zu beachten, die im abnehmenden Raumgewicht zum Ausdruck kommt (s. Abb. 41, γ_n).

Der Grund, weshalb die horizontalen Verformungen diskontinuierlich über das Verwitterungsprofil verteilt sind, liegt wieder im Schichtflächengefüge der südwestdeutschen Pelite begründet. Einzelne Schichtflächen, aus denen sich progressiv Gleitbahnen entwickeln, übernehmen dabei die Verformungen eines größeren, darüber liegenden Schichtpaketes, sofern der Gradient der Verformung nicht allzu groß wird. Dann übernehmen - mit abnehmender Überdeckung und stärker werdender Verwitterung immer enger aufeinander folgend - neue, bevorzugte Schicht- bzw. Gleitflächen die horizontalen Verformungen.

7.6. Feldbeobachtungen über horizontale Bewegungen in Mergel- und Kalksteinen

Zur Erhärtung der Annahme, daß horizontale Verschiebungen auch ohne den Mechanismus der Wasseraufnahme zustandekommen können, werden zusätzlich auch Aufschlüsse in Mergel- und Kalksteinen erkundet. Dazu bieten sich Schichtglieder der Trias in der weiteren Umgebung Stuttgarts an. An Stellen, wo eine stark ausgeprägte, sedimentär angelegte Schichtung und ein sich verflachendes Gelände vorliegt, entdeckt man fast regelmäßig kleine Anzeichen für horizontale Spannungen

und Verschiebungen. Diese können an Bedeutung gewinnen, wenn im Profil z.B. dünne tonige Lagen mit geringerer Scherfestigkeit eingeschaltet sind. Kleinere Schubweiten lassen sich an gegeneinander verschobenen Kluftflächen ablesen. Diesen Fall zeigt Abb. 3, Tafel VII an einem Ausschnitt einer alten Mergelgrube bei Weilimdorf aus den Unteren Bunten Estherienschichten unmittelbar unterhalb einer Schilfsandsteinverebnungsfläche. Der Talhang befindet sich etwa 10 m rechts der photographierten Stelle. Interessanterweise kommt es hier also zur Verschiebung des liegenden Schichtkomplexes, was mit seiner etwas größeren Klüftdichte erklärt werden kann. Die auch im zerklüfteten Gestein vorhandene Kohäsion (Umschließungskohäsion bei MÜLLER, 1952, 1958; KIESLINGER, 1962) verhindert dabei ein Mitgehen des hangenden Schichtpaketes bei den unendlich langsamen Bewegungen. Solche Erscheinungen sind jedoch wohl nur lokal und nicht auf breiter Front möglich.

Mit dem Einsetzen des Verschiebungsvorganges werden die Spannungen in der Nähe des Hanges ja nicht aufgehoben. Deshalb gibt es manchmal komplizierte Bilder mit unterschiedlichen Verschiebungsbeträgen sich entsprechender Klüfte, die folglich nicht zeitgleich entstehen.
Beispiele, wie sie fast in jedem Muschelkalksteinbruch gefunden werden können, zeigen die Bilder 2 und 4, Tafel VII. Hier handelt es sich um Schichten der Oberen Nodosusschichten aus einem Steinbruch westlich Schwäbisch Hall.

Spuren einer Einengung mit Bewegungen auf horizontalen Flächen sieht man auch auf Bild 6, Tafel VII. Hier fällt die Bruchfläche mit etwa 14^{o} ein. Sie muß einem Spannungszustand zugeordnet werden, bei dem die größte Hauptspannung in der Horizontalen liegt. Dabei entwickelt sich bei diesem Beispiel die Störung innerhalb eines ca. 5,5 m mächtigen Schichtpaketes in den Unteren Nodosusschichten nach einer relativen, horizontalen Verschiebung von mindestens 30 bis 50 cm. Derselbe talrandnahe Steinbruch besitzt zur Zeit noch drei ähnliche Bruchflächen (s. z.B. Bild 5, Tafel VII), die alle in gebankten Kalksteinen mit sehr dünnen Kalkmergelzwischenlagen

verlaufen. In der näheren Umgebung fehlen nennenswerte tektonische Strukturen, die mit diesen Einengungserscheinungen in Beziehung gebracht werden könnten. In auffallender Weise werden die beginnenden Überschiebungen aber von stärker tonigen Lagen im Liegenden und Hangenden der betreffenden Schichtpakete verschluckt. Eine größere Schubweite kann hier vorerst nicht nachgewiesen werden, ist aber nach der teilweise starken Zerschuppung der tonigen Zwischenlagen nicht auszuschließen. Bei diesen Fällen im Muschelkalk scheiden nun Schwellprozesse zur Erklärung der horizontalen Verformungen nahezu aus. Aus diesem Grund wird auf eine kräftige Querdehnung geschlossen, die sich in den zahlreichen, mehr oder weniger senkrecht stehenden Kleinfugen dokumentiert.

Zu diesen eigenartigen Aufschiebungen kann es wahrscheinlich deswegen kommen, weil größere Gebirgsabschnitte den horizontalen Kräften Widerstand leisten und die Bewegungen nicht gleichsinnig mitmachen. Die genaue Erforschung solcher Vorgänge im schwäbisch-fränkischen Muschelkalk ist noch nicht abgeschlossen. In diesem Zusammenhang ist nur von Bedeutung, daß diese Erscheinungen lediglich in einzelnen Schichtkomplexen vorkommen, wobei das Liegende oder Hangende unbeeinflußt bleibt. Tektonik i.e.S. scheidet daher für eine Erklärung aus.
Neben diesen Verschiebungen auf horizontal liegenden Flächen trifft man in der geschilderten morphologischen Situation im weiteren Untersuchungsgebiet immer wieder auch horizontale Harnische auf Kluft- oder Verwerfungsflächen sowie kleinere, aber ausgeprägte Faltenstrukturen. Stets werden dabei nur begrenzte Schichtkomplexe nahe der heutigen Oberfläche erfaßt. Es sind alles Hinweise für in Größe und Richtung unterschiedliche horizontale Spannungen und Verformungen.

Abschließend soll noch ein schönes Beispiel einer atektonischen Falte in einer Tonlage im Stubensandstein skizziert werden. Es läßt sich im Gegensatz zu den oben angedeuteten Strukturen allein durch Quellprozesse erklären.[1)]

---

1) Für die erforderlichen Unterlagen danke ich meinem Lehrer, Herrn Prof. Dr.G. EINSELE, unter dessen Leitung 1957

Beim Bau einer Großwasserleitung kam beim Überqueren eines kleinen Nebenbaches im Schönbuch östlich Böblingen die in Abb. 43 dargestellte interessante Falte zum Vorschein. Rotbrauner Ton, wie er im Stubensandstein in mehr oder weniger großen Linsen und Schmitzen innerhalb von Sandsteinserien vorkommt, dringt dabei faltenartig in umgelagertes, sandiglehmiges Material ein. Den Talrändern zu taucht der Ton unter anstehendem Mittel- bis Grobsandstein ab.

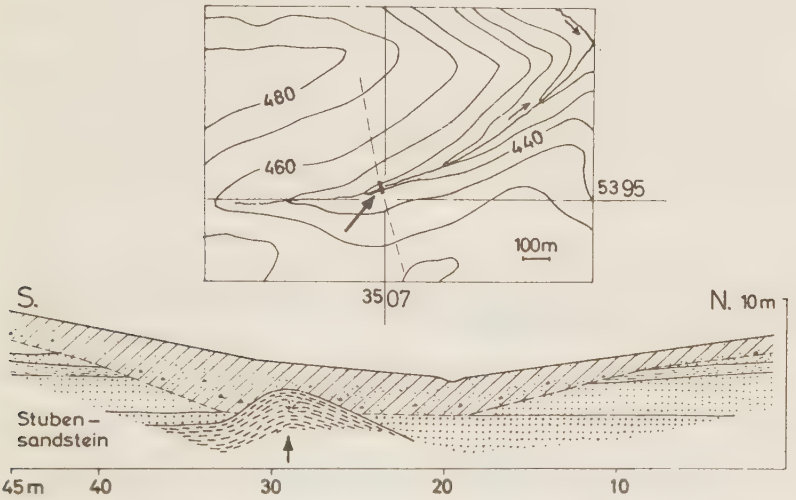


Abb. 43: Atektonische Kleinfalte einer Tonlage im Stubensandstein östlich Böblingen (Meßtischblatt Nr. 7320, Böblingen, r 35 06,98 h 53 95,04). Morphologische Situation und Längsschnitt des Grabenaufschlusses. Die Falte läßt sich allein durch Wasseraufnahme des Tons erklären.
Umgezeichnet nach Aufnahmen von P.K. HÖRMANN.

---

1) Dipl. Geol. P.K. HÖRMANN die geologischen Aufnahmen durchführte. Der Aufschluß selbst ist mir unbekannt, die genauen Aufnahmen gestatten jedoch obige Aussagen.

Nimmt man als Ursache für die Bildung dieser Struktur nur die Wasseraufnahme des Tons an, so läßt sich mit der im Abschnitt 7.521 aufgeführten Gleichung die dazu erforderliche Wassergehaltsänderung des Gesteins angeben. Für eine Schichtfläche der Tonfalte in mittlerer Tiefe kann nach den Unterlagen eine Längenzunahme von etwa 0,6 m gegenüber einem 8 bis 9 m langen Ausgangszustand ($\hat{=}$7,4 %) ermittelt werden. Bei einem angenommenen Ausgangswassergehalt von 9 %, wie er vor der Bacherosion geherrscht haben mag, benötigt man dann lediglich eine Zunahme des natürlichen Wassergehaltes um 4 bis 6 %, um die Entstehung der Falte atektonisch zu erklären. (In diesem Zusammenhang soll noch kurz auf ausgedehnte, saigere, talrandparallele Kluftsysteme in Sandsteinserien des Stubensandsteins hingewiesen werden, an deren Zustandekommen solche quellenden Tonlagen mitbeteiligt sein dürften.)

7.61 Beobachtungen früherer Autoren und atektonischer Deutungsversuch von Einengungsspuren

Solche Zeugnisse einer lokalen Einengung in einem Gebiet mit Zerrungstektonik erregen immer das Interesse der Fachleute. Als Erster weist REGELMANN (1909; Horizontale Harnische im Weißjura bei Ebingen) auf diese auffallenden Erscheinungen hin. REGELMANN und M.SCHMIDT (1924; Flache Überschiebungen im Lias bei Donaueschingen und im Muschelkalk bei Schwieberdingen) vermuten darin noch Auswirkungen der Alpenfaltung. Spätere Autoren beschränken sich auf einfache Beschreibungen oder stellen Beziehungen zu benachbarten Störungszonen her.
So beispielsweise:
LOSCH (1931; Horizontale Harnische mit teilweise beachtlichen (13 m ?) horizontalen Verschiebungsbeträgen im Hauptmuschelkalk bei Marbach);
KRANZ (1942; Flexuren und Falten im Muschelkalk, Lettenkeuper und Gipskeuper nordwestlich Stuttgarts);
GOTTLIEB (1952; Rheinisch streichende Knickfalte im Tafelfleins des Lias ε bei Kirchheim/Teck);

STRÖBEL (1952; Knickfalte im Lias α_2 bei Wolfschlugen);
CARLÉ (1955);
SCHÖNENBERG (1961, 1962; Biegefalte im Lias $\alpha_{2/3}$ bei Bonlanden, Flexur im Muschelkalk bei Schwieberdingen).

Eine befriedigende Erklärung all dieser Fälle steht noch aus, wie auch REGELMANN schon sagt. Daß die horizontal wirkenden Kräfte nach der in dieser Arbeit geschilderten Art und Weise an Ort und Stelle entstehen und sich die entsprechenden Einengungsstrukturen an vorhandenen Schwächezonen entwickeln, ist jedoch nicht auszuschließen. Diese Vorstellung gewinnt an Gewicht, wenn man die in der Fläche und im Profil meistens eng begrenzten Einengungszonen inmitten ungestörter Bereiche beachtet. Auch die Schwierigkeiten, die mit der Druckübermittlung von entfernt liegenden Störungszonen her verknüpft sind, würden dann entfallen.
Horizontal ausgerichtete und stark vom hydrostatischen Druck abweichende tektonische Spannungen, wie sie in intrudierten Tiefengesteinen Skaninaviens mit axial eingeregeltem Gefüge von HAST (1967) gemessen werden, scheiden bei diesen Sedimentgesteinen Süddeutschlands aus.

7.7. Bedeutung der horizontalen Verschiebungsflächen

Interessant ist nun, daß gerade die bedeutendsten und viel häufiger zu findenden horizontal ausgerichteten Verschiebungen in den mächtigen, tonig-schluffigen Gesteinen bisher unerkannt blieben. Dies ist umso erstaunlicher, als länger durchhaltende Gleitzonen im klüftigen Gestein wasserstauende Horizonte und bei entsprechenden Erdbauarbeiten potentielle Gleitflächen darstellen können.

Oft findet die unmittelbare Nachbarschaft von völlig stabil erscheinenden Hangabschnitten und Rutschungen keine einleuchtende Erklärung. Nach Geländebeobachtungen könnten auch in solchen Fällen wasserstauende Abschnitte horizontaler Verschiebungsflächen eine tiefer einsetzende Durchfeuchtung her-

vorrufen. Verbunden mit minimalen Entspannungsbewegungen der noch nicht völlig verwitterten Massen sind damit u. U. auslösende Faktoren für lokale Rutschungen gegeben. Ob auch die horizontalen Spannungen und Bewegungen im endodynamomorphen Abschnitt des Verwitterungsprofils in menschlichen Zeiträumen gefährlich werden können, müssen weitere Untersuchungen klären. Bemerkenswert ist in dieser Hinsicht das in anderem Zusammenhang bereits erwähnte Bild 4, Tafel VI.
Dieser Aufschluß wurde bei der Beseitigung einer seit sehr langer Zeit aktiven Rutschstelle im Opalinuston südlich Straßdorf entdeckt. Die eigentliche Rutschung erfaßte zwar nur das intensiv verwitterte Material. Trotzdem bleibt hier wie überall bei den horizontalen Verschiebungsflächen der Tatbestand, daß auch in den weniger stark verwitterten Zonen der Ruhedruck zumindest zeitweise größer ist (oder war) als der passive Erddruck.

7.8. Vergleich der jurassischen Pelite mit dem "London-Ton" (Großbritannien) und dem "Bearpaw-shale" (Kanada)

Den Ruhedruck und den passiven Erddruck ermittelt SKEMPTON (1961) an einer Schadensstelle im London-Ton durch Auswertung dreiachsialer Labordruckversuche. Nach diesen Untersuchungen nehmen sowohl der Ruhedruckbeiwert λ_o als auch der Beiwert für den passiven Erddruck λ_p mit abnehmender Tiefe zu und erreichen oberhalb einer Tiefe von etwa 12,5 m identische Werte von $> 2{,}5$. Die Untersuchungsmethodik SKEMPTON's läßt sich in gleicher Form an den wesentlich stärker diagenetisch verfestigten Peliten im südwestdeutschen Jura leider nicht wiederholen. Trotzdem können aber aus seinen Ergebnissen gewisse qualitative Schlüsse gezogen werden. SKEMPTON errechnet λ_o und λ_p mit:

$$\lambda_o = \frac{\frac{p_k}{p} + A}{1 + A} \quad ; \quad \lambda_p = \frac{c'}{p} \cdot k \cdot \varsigma'$$

p_k = Kapillardruck, p = wirksame Vertikalspannung, A = Poren-

wasserdruckkoeffizient, c' = wirksame Kohäsion, k = Konstante, φ' = wirksamer Reibungswinkel.

Die Werte zur Berechnung des passiven Erddruckes mit $\varphi' = 20^{o}$ und $c' = 0{,}19 \frac{kp}{cm^2}$ stimmen etwa mit denen der hier betrachteten Gesteine überein (EINSELE, 1961). Dagegen wird p_k, die Kraft mit welcher entnommene Bodenproben Wasser ansaugen, für den weniger stark diagenetisch verfestigten London-Ton größer sein als für die wesentlich härteren Gesteine im eigenen Untersuchungsgebiet. Folglich wird $\frac{p_k}{p}$ und auch der damit bestimmte Ruhedruck kleiner. Da nun aber nach dem Geländebefund lokal $\lambda_o > \lambda_p$ sein kann (im London-Ton sind beide Größen höchstens gleich groß), darf für die weniger stark verwitterten Bereiche der stark überkonsolidierten Pelite des süddeutschen Jura auf einen Mechanismus der horizontalen Ausdehnung geschlossen werden, welcher im gut untersuchten London-Ton nicht realisiert ist.

Ähnliche Schlußfolgerungen können auch aus einem Vergleich mit dem oberkretazischen "Bearpaw-shale" aus dem Nordwesten des nordamerikanischen Kontinents gezogen werden. Von diesem weite Gebiete bedeckenden Gestein berichten PETERSON (1958) und PETERSON et al. (1960) über Entspannungen und bringen wie SKEMPTON Rutschungen mit ihnen in Beziehung.

Diese einförmige marine Ablagerung besitzt wie die hiesigen Horizonte eine gegenüber dem London-Ton zehnfach höhere Überkonsolidation.
(Für Sand weist KJELLMANN (1936, zit. in SKEMPTON, 1961) einen wachsenden Ruhedruck mit zunehmendem Überkonsolidationsverhältnis nach, und für die stark überkonsolidierten Kreidetone südöstlich von Paris vermutet LANGER (1936, zit. in SKEMPTON, 1961) einen Wert λ_o im Bereich zwischen 2 und 4.)
Trotz dieser Übereinstimmung mit den hiesigen Gesteinen hat auch der "Bearpaw-shale" andere Eigenschaften. Dies zeigt sich besonders in dem relativ hohen Wassergehalt, der schon in Tiefen um 30 m bei etwa 20 % liegt. Entsprechend hoch sind

auch die Porenziffern. Während beispielsweise am Aufschluß mit der Tuffspalte bei einer Auflast von ca. 1,2 $\frac{kp}{cm^2}$ die Porenziffer ε noch $< 0,3$ ist, besitzt der "Bearpaw-shale" unter derselben Spannung eine Porenziffer zwischen 0,8 und 0,9. Vermutlich kommt in dem schnellen Verschwinden der diagenetischen Bindungen die kürzere Zeitdauer der maximalen Belastung zum Ausdruck. Allerdings besteht diese Ablagerung auch aus aktiveren Tonmineralien und zusätzlich ist auf der anderen Seite die relativ enge Wechsellagerung mit wasserdurchlässigeren Schichtgliedern im Jura Südwestdeutschlands zu beachten. Ihr Einfluß bei diagenetischen Vorgängen muß im vorliegenden Fall ebenfalls noch erforscht werden. Den Ausgangswassergehalt nimmt PETERSON mit etwa 14 % bis 19 % an. Infolgedessen vermutet er allein durch Wasseraufnahme gewaltige Ausdehnungen von mehreren Zehnermetern. Die Beträge für die horizontale und vertikale Richtung sind beim derzeitigen Stand der Untersuchungen nicht bekannt. Wie im London-Ton gibt es nach Beschreibungen auch im "Bearpaw-shale" keine so stark betonte schichtparallele Diskontinuität wie sie für die tonig-schluffigen Gesteine im schwäbischen Jura typisch ist.

Die Hauptunterschiede der oberflächennahen Reaktionen liegen offenbar in den sehr verschieden mächtigen Entspannungsbereichen. Dort beginnen schon sehr weit unterhalb der exogen beeinflußten Verwitterungszone Schwellprozesse. Hier erhalten sich viele Pelitkörper unter stetig zunehmender Zerkleinerung einen gewissen Anteil ihrer Festigkeit sogar noch in dieser Zone. Wegen der bis dicht unter die Geländeoberfläche reichenden diagenetischen Festigkeit und Spröde sowie der ausgeprägten Schichtung haben die hiesigen Gesteine die Fähigkeit, "fossile" Spannungen lange zu speichern und diese vor allem in Form der Kleinfugen abzugeben, wobei die Entspannung schichtparallel abgelenkt wird.

7.81 Zur Grenzneigung stabiler Hänge im London-Ton und in den jurassischen Peliten

Auch für die stärker verwitterten Profilabschnitte zeichnen sich interessante Unterschiede zwischen dem London-Ton und den jurassischen Peliten ab. In beiden Sedimenten findet man mäßig tief reichende, flächige Rutschungen. Sie treten nach den empirischen Untersuchungen SKEMPTON's und De LORY's allerdings nur dann auf, wenn die natürlichen Hänge steiler als 10° sind. Im Opalinuston (s. Abschn.4.15) findet man dagegen auch unterhalb dieses Wertes Rutschungen. Bei steileren Hangneigungen als $10,5^{\circ}$ bis 16° werden sie zahlreicher. Bodenmechanisch lassen sich die Rutschungen nur dann erklären, wenn der Grundwasserspiegel bis zur Geländeoberfläche ansteigt und sich das Gestein in geologischen Zeiträumen so verhält, als würde die Kohäsion auf Null absinken (HENKEL und SKEMPTON, 1954). Dann wird die maximale Neigung eines Hanges halb so groß wie der effektive Reibungswinkel des Materials. Beim London-Ton ist dieser etwa 20°. Da die Scherfestigkeitsparameter der tonigschluffigen Gesteine im süddeutschen Jura nicht wesentlich von denen des London-Tons abweichen (z.B. EINSELE, 1961), können die am London-Ton entwickelten Vorstellungen auch bei den hiesigen Gesteinen im Prinzip Anwendung finden.

Die gegenüber dem weniger stark vorkonsolidierten, eozänen London-Ton abweichende Spannungsgeschichte der Gesteine im eigenen Untersuchungsgebiet hat nun einige grundlegende Unterschiede zur Folge. Diese äußern sich im gesamten, oberflächennahen Entspannungsprozeß. Hier kommt es unter Mitwirkung der eigentlichen Verwitterungsagenzien zu den geschilderten Verwitterungszuständen, die kurz als "Kies-Ton-Mischböden" charakterisiert werden können. Diese Eigenschaft sowie das Zusammenspiel mit der noch fortschreitenden Entspannung an den Verwitterungsresten und großräumigen Entspannungsbewegungen auf etwa horizontalen Gleitbahnen komplizieren die Vorgänge der oberflächennahen Massenverlagerungen. In den - bodenmechanisch und felsmechanisch

betrachtet - zunächst nahezu homogenen Gesteinen können sich nun lokal die Voraussetzungen für kleinere Rutschvorgänge erfüllen, auch wenn der oben angegebene Grenzwinkel schon unterschritten ist.

Die Wirkung des eiszeitlichen Klimas sowie die postglaziale Erosion im Gebiet des London-Tons entspricht etwa den Verhältnissen im eigenen Untersuchungsgebiet. Im letzteren fehlt die ehemalige periglaziale Hangschuttdecke fast vollständig. Trotzdem kann nach den bisherigen Geländebegehungen nicht ausgeschlossen werden, daß flachere Hangneigungen vom Klima im Periglazial geprägt wurden. Die bei solchen Flachhängen auftretenden Rutschungen zeichnen sich oftmals durch anormales Baumwachstum aus. Folglich scheidet das eiszeitliche Klima mit den Erscheinungen der Solifluktion als Erklärung für ihr Zustandekommen aus. Das Vorkommen derartiger kleiner Rutschungen, wie sie auch KLOPP in sehr großer Zahl statistisch feststellt, läßt also indirekt auf die große Bedeutung von Entspannungskräften schließen, die selbst in den oberflächennahen Verwitterungsabschnitten der jurassischen Gesteine eine Bedeutung haben. Im London-Ton ist die Wirkung der Entspannung offenbar weniger stark und schon in größerer Tiefe scheinen die damit zusammenhängenden Prozesse beendet.

Es läge nun nahe, mit den Vorstellungen SKEMPTON's aus den Messungen der Hangneigung und des effektiven Reibungswinkels auf die Größenordnung der Entspannungskräfte zu schließen, wenn es bei einer Böschungsneigung unterhalb des oben zitierten Grenzwinkels zu einer Rutschung gekommen ist. Neben theoretischen Schwierigkeiten stellen sich hier aber auch schon praktische Hindernisse in den Weg. Die Gleit- und Rutschvorgänge spielen sich in den allermeisten Fällen in einem Material ab, das aufgrund seiner strukturellen und texturellen Eigenschaften eine verantwortungsbewußte und sinnvolle labormäßige Behandlung nicht zuläßt. Die übliche Größe der dreiachsialen Druckapparate ist dazu viel zu klein.
In Anbetracht der wirtschaftlichen Bedeutung dieser Erscheinungen wäre jedoch eine weitere Erforschung des gestreiften Problems von qualifizierter Seite mittels Großversuchen zu begrüßen.

7.9. Geschwindigkeit der Formänderungen

Irgendwelche sichtbare Zeichen von Widerständen gegenüber Platzwechselvorgängen zwischen den einzelnen Pelitkörpern, d.h. Stauchungszonen oder gar mylonitisierte Bereiche, werden in den parautochthonen Schichtkomplexen nirgends gefunden (Aufschiebungen sind nur aus dem Muschelkalk bekannt). Dies könnte bei den teilweise großen Abmessungen der Massenverlagerungen zwei Ursachen haben. Einmal, daß jedes Gesteinselement entsprechend seiner Lage im Gebirge aktiv zu den Verformungen beiträgt. Zum anderen, daß durch eine langsame Verformungsgeschwindigkeit die Elastizitätsgrenze des Gesteins nicht überschritten wird. Die Geländebeobachtungen, wonach weniger stark verwitterte Gebirgsabschnitte abgeschert werden und über stärker verwitterte Bereiche zu liegen kommen sowie die flach einfallende Sekundärklüftung an den Verschiebungsflächen (s. Bilder 3 und 4, Tafel V), sprechen oftmals für die zweite Annahme. Auch bei harten Gesteinen läßt nach MÜLLER (1959) der Widerstand gegen Formänderung allmählich nach, wenn Spannungen sehr lange einwirken können. Schon unterhalb der Elastizitätsgrenze gehen die Verformungen nicht mehr zurück. Die Gesteine reagieren bei solchen Relaxationserscheinungen nicht mehr wie elastische oder plastische Körper, sondern wie zähe Flüssigkeiten, bei welchen der Spannungsgröße nicht mehr eine Deformationsgröße, sondern eine Deformationsgeschwindigkeit zuzuordnen ist. Diese beträgt am Aufschluß mit der Tuffspalte größenordnungsmäßig $3 \cdot 10^{-14}$ m/sec, oder 1 mm/1000 Jahre, wenn seit der vulkanischen Eruption die Bewegungen kontinuierlich bis heute andauern. Infolgedessen handelt es sich dabei um einen Minimalwert. Vermutlich wechseln aber - ähnlich wie bei Rutschungen - Zeiten größerer Geschwindigkeiten mit nahezu ruhigen Perioden ab.

Die genauen rheologischen Gesetzmäßigkeiten, denen die oberflächennahen Partien der stark überkonsolidierten Pelite im Schwäbischen Jura unterliegen, sind bisher noch nicht

beschrieben worden. Sicher muß man an diese Probleme mit den Vorstellungen herangehen, wie sie in der Fels-, Boden- und Eismechanik etwa MÜLLER (1963), SKEMPTON (1964) und BJERRUM (1966) bzw. HAEFELI (1967) entwickeln.

7.10. Vergleich mit BJERRUM's Theorie über horizontale Bruchflächen

Aus bodenmechanischer Sicht entwirft BJERRUM (1966) in faszinierender Weise eine Theorie über das Zustandekommen von horizontalen Bruchflächen in ebenem Gelände. Ausgehend von der Tatsache, daß überall in der Welt, die bei Rutschungen in überkonsolidierten pelitischen Gesteinen im Labor gemessenen und dann in die Natur übertragenen Scherfestigkeiten meist viel größer sind als die durchschnittliche Scherspannung in den dortigen Bruchflächen, schließt BJERRUM auf Entspannungskräfte ("recoverable strain energy"), die mit der Zerstörung der diagenetischen Bindungen freiwerden. Mit Hilfe dieser Kräfte und der Vorstellung des progressiven Bruchs sowie dem schnellen Abfall der Scherfestigkeit bei stark verformten Tonen, worauf in den letzten Jahren SKEMPTON (1964) hinweist, zeigt BJERRUM qualitativ die Möglichkeit einer derartigen Bruchbildung auf. Voraussetzungen dazu sind lokale Spannungskonzentrationen, welche größer sind als die maximale Scherfestigkeit des Materials. Damit sich allmählich eine Bruchfläche entwickeln kann, müssen große seitliche Verformungen möglich sein, um ziemlich rasch den Restscherwiderstand zu erreichen. Dieser Abfall muß schnell erfolgen, damit sich die Zone der Spannungskonzentration ungehindert in den noch ungestörten benachbarten Bereich verlagern kann. Der Scherspannung - von Entspannungskräften verursacht - wirkt mit zunehmender Ausdehnung der Bruchfläche der Restgleitwiderstand entgegen, bis ihre Differenz nicht mehr die Spitzenscherfestigkeit des Materials übertrifft. Damit wäre dann die Kettenreaktion beendet, die im günstigsten

Fall an einer freien Oberfläche beginnt. Wichtig sind also möglichst große Werte bei folgenden Verhältnissen:
Horizontal gerichtete Kräfte und Spitzenscherfestigkeit, bezogener horizontaler Verformung und der erforderlichen Verformung beim Spitzenwiderstand und schließlich zwischen Spitzen- und Restscherfestigkeit.
Nach BJERRUM ist die Gefahr eines progressiven Bruches umso größer, je stärker die diagenetischen Bindungen sind. Mit anderen Worten, die Entspannungskräfte sind umso größer und wirkungsvoller, je später und plötzlicher sie durch die Verwitterungsagenzien freigesetzt werden.

Zweifellos besitzen die jurassischen Pelite Südwestdeutschlands stärkere diagenetische Bindungen als der "Bearpaw-shale" oder gar der "London-Ton". Zunächst sprechen daher die vielen Rutschungen im Untersuchungsgebiet für die Vermutung BJERRUM's. Meistens handelt es sich um Rutschungen an Hanglagen in geländeparallel aufgebauten Verwitterungsprofilen (EINSELE, 1959, 1961; EINSELE u. WALLRAUCH, 1964), wo zu den Entspannungskräften noch die Schwerkraftkomponente kommt.

Ein exakter Nachweis dieser Behauptung ist bekanntermaßen schwierig und muß zukünftigen Untersuchungen vorbehalten bleiben. Immer wieder aber überraschen die an den Schadensstellen für den Sicherheitsgrad 1 erforderlichen kleinen Scherspannungen.
Diese Feststellungen lassen vermuten, daß Entspannungskräfte auch noch in stärker verwitterten Profilabschnitten wirksam sind, wenn das Material bereits weitgehend zerlegt ist. Auch manche Aufschlüsse im Verwitterungsgrad V3 besitzen noch messerscharfe, horizontale Diskontinuitätsflächen, die als Bewegungsbahnen gedeutet werden. Diese Vorstellung bereitet dann keine Schwierigkeit, wenn man annimmt, daß die Abtragung allmählich die ehemals tiefliegenden Gleitbahnen in den ektodynamomorphen Abschnitt des Verwitterungsprofils bringt.
Eine andere Frage ist, ob solche Flächen auch in den stark verwitterten, also nahezu homogenisierten Profilabschnitten neu entstehen können. Am Fuße der Schwäbischen Alb besitzen viele Solifluktionsdecken aus pelitischem Material kaum geneigte Grenzflächen. Da dies keine ererbten horizontalen Bewegungsbahnen sein können, wären neu entstandene Gleitbahnen durch Entspannungsprozesse denkbar (siehe auch Abschnitt 7.81).

Auf solche intensiver verwitterten Bereiche unter der Geländeoberfläche (wie sie BJERRUM betrachtet) wirken jedoch die direkt vom Klima abhängigen, komplexen Faktoren weit stärker ein, als auf den hier näher betrachteten Verwitterungszustand. Deshalb können die horizontal ausgerichteten Entspannungen in diesem Fall in reinerer Form studiert werden. Die Vorstellungen und Vermutungen BJERRUM's stimmen im Prinzip auch hier mit Feld- und Laborbefunden überein. Im einzelnen können bei den untersuchten Gesteinen aber spezifische Abweichungen gegenüber dieser Auffassung herausgestellt werden, sofern keine künstlichen Eingriffe erfolgen.

Zunächst müssen die Entspannungskräfte nicht den vollen Spitzenscherwiderstand des intakten Gesteins mobilisieren. Über größere Bereiche bieten sich ausgeprägte Schichtflächen an. Bedeutendere Diskontinuitätsflächen haben beispielsweise im Opalinuston einen gegenweitigen Abstand von mehreren Dezimetern. Eine Erforschung der Schichtflächen, besonders auch im Hinblick auf ihren Feinaufbau, steht noch aus. Der verbliebene Restquotient (HAEFELI, 1951) scheint entlang diesen Flächen aber noch relativ klein zu sein. Dieses Verhältnis zwischen Rest- und Spitzenscherfestigkeit ist größenordnungsmäßig (mit dem Kohäsionsanteil) an Material aus einer Gleitbahn und an einem Pelitkörper mit gerade sichtbar werdender Schichtfläche im Schergerät nach CASAGRANDE ermittelt worden. Eine gestört eingebaute Probe (w_n = 22 %, σ_1 = 1,5 kg/cm^2) aus der Fläche F_1 am Aufschluß mit der Tuffspalte zeigt nach Schaffung einer erzwungenen Scherfläche schon bei einer Scherspannung von 0,15 kg/cm^2 sehr langsame aber bleibende Verformungen. Auf der anderen Seite sind bei einer zweiten Probe bis zum Bruch etwa 2 kg/cm^2 erforderlich. Dieser Probekörper (w_n = 11,5 %, σ_1 = 1,4 kg/cm^2) besitzt zwischen der sichtbar werdenden Schichtfläche noch Materialbrücken. Bei einer dritten, völlig homogenen Probe aus demselben Aufschluß (w_n = 11,7 %, σ_1 = 1,6 kg/cm^2) wird bei einer Scherspannung von 3 kg/cm^2 die Elastizitätsgrenze noch nicht erreicht.

Ein progressiver Bruch wird als Startpunkte solche Stellen auswählen, wo eine minimale Plastizierung an den Diskontinuitätsflächen im Gebirge stattgefunden hat. Bei derartigen waagerechten Bruchflächen ist eine progressive Entwicklung geradezu zwingende Voraussetzung, wollte man nicht zu völlig unrealistisch hohen Scherspannungen kommen. Die erforderlichen Entspannungskräfte zum Auslösen eines progressiven Bruches werden nun nach den Geländebefunden nicht durch die eigentlichen Verwitterungsagenzien freigesetzt, sondern zunächst durch die Entstehung einer Deviatorspannung infolge einer relativ raschen Tiefenerosion. Es kommt dabei zur Ausbildung von Kleinfugen, die zwischen den Schichtflächen vermitteln. Das Gebirge wird dabei ziemlich rasch in zahlreiche Körper zerlegt. Es findet eine Art Bruchfließen statt, die mit einer starken seitlichen Ausdehnung verbunden ist (MÜLLER, 1958, 1959; MÜLLER u. PACHER, 1965). Für das Zustandekommen größerer Verschiebungsbeträge muß an eine Speicherung der Querdehnung gedacht werden, die früheren Auflasten entspricht. Erst in zweiter Linie, aber mindestens ebenso wirkungsvoll, macht sich dann der Einfluß geltend, der durch die Zerstörung der diagenetischen Bindungen ausgelöst wird. In zunehmendem Maße kommen dann auch die Volumenvergrößerungen durch Wasseraufnahme hinzu. Da dieser Prozeß von den Oberflächen der Pelitkörper ausgeht, bieten sich dazu wieder die Kleinklüfte an. Somit werden die bereits angelegten horizontalen Bahnen weiter benutzt.

Sicher muß man im realen Gebirge mit Stellen rechnen, wo auch einmal dieser Prozeß schon in größerer Tiefe stärker beteiligt ist. Einen deutlich sichtbaren Ausdruck findet er aber erst in höheren Profilabschnitten, wo es dann plötzlich zum beschleunigten Zerlegen der Pelitkörper, verbunden mit einer raschen Plastizierung kommt. In dieser Zone liegt dann auch der Kalkgehalt der Pelitkörper, ein empfindlicher Indikator für die Präsenz der Verwitterungsagenzien, weit unterhalb des ursprünglichen Wertes. Er nimmt in auffälliger Weise ab.

Nach dem Zustandekommen einer größeren, zusammenhängenden und abdichtenden Fläche können auch die von den äußeren Bedingungen stärker abhängigen Kräfte zu weiteren Verschiebungen beitragen. Hier ist zu denken an den Auftrieb, den Kluftwasserschub (MÜLLER, 1961), den Strömungsdruck, an Schwellvorgänge in verfüllten Trockenrissen sowie unter Umständen an eine weitere Herabsetzung des Restgleitwiderstandes in den Verschiebungsbahnen durch größere Porenwasserüberdrücke. Da etwa waagerechte Verschiebungsflächen vorliegen, muß außerdem die Steifheit der Massen bzw. eine größere Formänderungsarbeit - wie sie bei gekrümmten Gleitflächen auftritt - nicht in Rechnung gesetzt werden.

Nach Abschluß dieser Untersuchungen wurden in Schichten des Weißjura Beta im Albstollen der zweiten Bodensee-Fernwasserleitung Spuren von horizontal ausgerichteten Bewegungen auch unter einer Überlagerung von etwa 200 m bei einer Entfernung vom Talrand von etwa 4 km beobachtet. Innerhalb der tonigen Mergelpakete ließen sich dabei Verschiebungen von einigen Zentimetern nachweisen. Größere, zusammenhängende Verschiebungsflächen fehlten dagegen.

Hier ist man geneigt, die Ursachen in echten tektonischen Spannungen zu suchen, die dem mesozoischen Deckgebirge vom kristallinen Untergrund her übertragen werden. Es wäre also möglich, daß sich bei der Erscheinung der horizontalen Verschiebungsflächen in einer gewissen Tiefe die von der Erdoberfläche ausgehenden Kräfte mit Kräften aus der Oberkruste überlagern.

8. Die Sonderstellung des Knollenmergels

Die Kenntnis des unverwitterten Zustandes der Pelite hinsichtlich ihres mineralogischen Aufbaues aber auch ihres gesamten Habitus ist Grundvoraussetzung für eine richtige Deutung des Verwitterungsprozesses und für eine sinnvolle Einstufung der Eigenschaften des verwitterten Materials. In erster Linie sind die primären Bildungsbedingungen für diesen Zustand verantwortlich.

Im südwestdeutschen Raum stehen hier unter den eingangs erwähnten Gesteinen die dunkel gefärbten, marinen Pelite des Jura dem festländisch gebildeten, zumeist rötlichen Knollenmergel der obersten Trias gegenüber. Neben der Farbe unterscheiden sich diese Sedimente auch mineralogisch und strukturell-texturell. Mineralogische Untersuchungen dazu liegen vor von PETERS (1962, 1964), KROMER (1963), KRUMM (1964).

Während sich nun die unverwitterten, pelitischen Juragesteine mehr oder weniger stark gleichen und fast stets das Aussehen eines dichten, massigen Felsgesteins haben, bietet der als unverwittert betrachtete Knollenmergel beim genaueren Studium ein vielgestaltiges Bild, welches sich auf wenigen Metern ändern kann. Makroskopisch kann eine blättrige, flaserige, grusige oder massige Textur unterschieden werden, und es scheint so, als ob die so ausgezeichneten Knollenmergelpartien im Meterbereich linsen- und schichtförmig neben- und übereinander angeordnet sind (s. Abb. 46). Ähnliche Beobachtungen macht auch TRAUZETTEL (1963), der von fetten, mageren und körnigen Bereichen spricht. Wahrscheinlich treten diese Merkmale erst dann deutlicher hervor, wenn ein gewisser Entspannungsgrad erreicht ist. In Ermangelung sehr tiefer und zugänglicher Aufschlüsse können darüber jedoch vorerst keine genaueren Aussagen gemacht werden.

Auch der Karbonatgehalt des Sediments, der die Härte des Gesteins bestimmt, schwankt in weiten Grenzen. So gibt KROMER

Werte zwischen 4 und 35 Gew.% an, während SINGH (1966) als Grenzwerte sogar 3 und 80 Gew.% beschreibt, was aber wohl auch Bestimmungen an den Kalkkonkretionen einschließt. Beide bearbeiten jedoch nur ein bzw. vier Bohrprofile. Die eigenen Messungen an unverwittertem Knollenmergel ergeben 12 bis 45 Gew.% $CaCO_3$.

Beim Betrachten des Materials mit der Lupe zeigt sich zudem noch ein unterschiedlicher Feinaufbau. Häufig findet man eine homogene Struktur, aber auch ein schlieriges, netzartiges oder feinbrecciöses Aussehen des Knollenmergels ist nicht selten. Diese unterschiedlichen Strukturmerkmale schneiden die oben genannten Texturgrenzen, ihre räumliche Verteilung ist wolkenartig und ihre unscharfen Übergänge führen zu Mischbildungen. Bodenmechanische Standarduntersuchungen zeigen bei den Atterberg'schen Konsistenzgrenzen und bei der Kornverteilung nach dem Aräometerverfahren im allgemeinen keine Abweichungen. Das intensiv aufbereitete brecciöse Material scheint einen etwas feineren Kornaufbau und eine größere Plastizität zu besitzen. Doch wird dem keine große Bedeutung beigemessen, da die Versuchsanzahl zu gering und die Reproduzierbarkeit bei diesen Versuchen bekanntermaßen nicht allzu groß ist (s. Abb. 44 a und b).

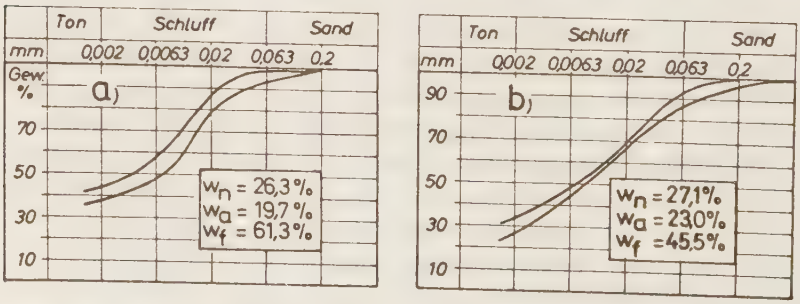


Abb. 44: Bodenphysikalische Unterschiede verschiedener Knollenmergelarten (bei intensiver Aufbereitung):
a) feinbrecciöse Struktur
b) homogene Struktur;

(Herkunft der Proben: a) Meßtischblatt Nr. 7421, Metzingen, r 35 18,36 h 53 83,22, 8 m unter Gelände; Sanierung einer Böschungsrutschung; b) Meßtischblatt Nr. 7221, Stuttgart, SE, r 35 12,74 h 54 01,76, 4,5 m unter Gelände; Baugrube.)

Vorgänge der Aufbereitung und Resedimentation sowie der Synärese sind wohl Ursache für die brecciöse bzw. schlierig-netzartige Ausbildung, bei der sich unterschiedlich gefärbtes Material (bräunliche, rötliche und gelegentlich auch graue Farbtöne) in feinsten, unregelmäßig verteilten Adern und gitterförmig angeordneten Mustern durchdringt.
Bei künstlichen Zement-Ton-Mischungen zeigen sich oft ähnliche Erscheinungen (CROFT, 1967).

Eine exakte Erklärung für die Entstehung der einzelnen Texturmerkmale steht noch aus. Sie werden wie die oben genannten Erscheinungen im Knollenmergel hier erstmals beschrieben. Die damit verbundenen Fragen müßten Gegenstand einer speziellen, petrographischen Arbeit sein, die den Knollenmergel in tiefer reichenden Aufschlüssen erkundet.

Die unter Mitwirkung von Wasser überwiegend äolischen Bildungsbedingungen, wie sie u.a. MARKTHALER (1937), SEEMANN (1933) und VOLLRATH (1928) annehmen, lassen jedoch den Schluß zu, daß der Sedimentationsprozeß für den Knollenmergel nicht gleichförmig war. Es ist wahrscheinlich, daß bei gleichbleibendem Material die Sedimentationsrate, der Wassergehalt und infolgedessen die primären Konsolidationsbedingungen wechselten. Je nach diesen frühdiagenetischen Verhältnissen wird das texturelle Inventar des Sediments in bestimmte Bahnen gelenkt, wie das ROWE (1959) und HVORSLEV (1960) experimentell feststellen.
Ferner kann beim Knollenmergel kein gleichmäßiger Absatz der Körner erwartet werden wie bei einer Sedimentation unter Wasser. Zusätzlich ist beim Austrocknen ein Zusammenklumpen des Materials möglich (frdl. mündl. Hinweis von Prof.Dr.G. EINSELE). Laborversuche von LAMBE (1960) zeigen ferner, daß die

Spannungs- Verformungsmoduli fünf- bis zehnmal größer sein können, je nachdem, ob dasselbe Material von der nassen oder der trockenen Seite her verdichtet wird.

Durch die wechselnden Ausgangsbedingungen bei Sedimentation und Diagenese wird der Knollenmergel offenbar so stark geprägt, daß die erworbenen Merkmale trotz der darauffolgenden Belastung mit > 1000 Mp/m^2 und der heute vorliegenden Entlastung auf < 20 Mp/m^2 bis zu einem gewissen Grad erhalten bleiben. Die festgestellten diversen Ausbildungsweisen des Knollenmergels müssen nun gegenüber den Kräften der Verwitterung nicht einheitlich reagieren, da die Wegsamkeit verschieden ist. Sie beeinflußt die Möglichkeiten der Wasserbewegung sowie auch das mechanische Verhalten, was bei Schrumpf- und Quellvorgängen im Gebirge von Wichtigkeit ist. Die Abhängigkeit der Scherfestigkeit von den Textureigenschaften wird in mehreren Veröffentlichungen, z.B. auch bei ROWE (1959) behandelt. An unterschiedlich starke diagenetische Bindungen muß beim Knollenmergel ebenfalls gedacht werden.

Eine mannigfaltige Erscheinungsform des Knollenmergel-Verwitterungsprofils ist deswegen verständlich. Liegt beispielsweise unverwittert ein massiger Ausgangszustand vor, so ist ein allmählicher Übergang in den völlig plastizierten Endzustand der Knollenmergelverwitterung, wie er allgemein bekannt ist, möglich. Andererseits erreicht ein plattig-blättriges Material genau denselben Endzustand über Zwischenstadien mit stetiger Verkleinerung dieser plattigen oder blättrigen Elemente. Da der Knollenmergel nach den Texturmerkmalen nun aber einen schicht- oder linsenförmigen Aufbau besitzt, wird es unmöglich, irgendeinen Wechsel im Verwitterungsprofil diesem Umstand oder aber dem Einfluß von äußeren Kräften zuzuschreiben.

Die Erforschung von Verwitterungsprofilen im Knollenmergel mittels Bohrungen ist auch bei großen Kerndurchmessern problematisch. Aus diesem Grund und aus dem Mangel an geeigneten Aufschlüssen beschränke ich mich im wesentlichen auf das eine

in Abb. 45 wiedergegebene Verwitterungsprofil, das sich aus einem plattig-blättrigen Ausgangszustand entwickelt. Es stellt nicht den Normalfall dar, bietet dafür aber gute Vergleichsmöglichkeiten zu den Verwitterungsprofilen der untersuchten jurassischen Gesteine.

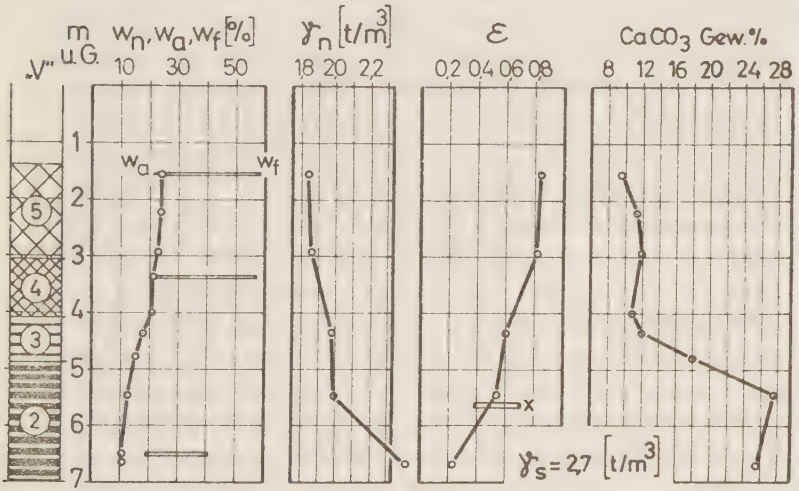


Abb. 45: Bodenphysikalische Kennziffern eines Verwitterungsprofils im Knollenmergel; plattig-blättriger Ausgangszustand:

"V" = Verwitterungsgrade nach der im Abschnitt 3.3. abgeleiteten Definition lassen sich auf Knollenmergelprofile nicht übertragen. Die realen Korngrößen entsprechen stärker verwittertem Material, w_n, γ_n bzw. ε dagegen gleichen Werten aus schwächer verwitterten Partien in Juragesteinen;

"x" = stark streuende Werte bei der Bestimmung der Porenziffer an flaserig-grusigem Material.

Abgesehen vom hohen Karbonatgehalt entsprechen die ermittelten Kennwerte der Abb. 45 denen aus ähnlich tiefen Aufschlüssen in Juragesteinen. Eine Unterteilung nach Verwitterungsgraden mit den an jurassischen Peliten aufgestellten Werten

ist allerdings trotzdem nicht sinnvoll. Nach dem Kriterium der realen Korngrößenverteilung müßte dann nämlich das nahezu unverwittert erscheinende Gestein den Verwitterungsgrad V_2 erhalten, also als "aufgewittert" angesprochen werden (siehe Abb. 45, Spalte "V").

Das Gestein dieses Aufschlusses besitzt in 6 bis 7 m Tiefe trotz des relativ hohen Raumgewichtes, des niedrigen Wassergehaltes und der geringen Porenziffer schon etwa faustgroße Verwitterungsreste. Daraus kann gefolgert werden, daß der endodynamomorph gesteuerte Verwitterungsmechanismus im Knollenmergel eine größere Bedeutung besitzen kann als bei den untersuchten Juragesteinen. Trotz der etwas höheren Überkonsolidation spielen sich nach diesen Beobachtungen die ersten irreversiblen Veränderungen im Verwitterungsgeschehen also schon in größerer Tiefe ab. Das Gestein gleicht in dieser Hinsicht etwa dem "Bearpaw-shale". Die mechanischen Eigenschaften dieser Verwitterungszustände, die weitgehend von den Diskontinuitätsflächen abhängen, können im Knollenmergelgebirge daher schon unter relativ mächtiger Überdeckung (ca. 10 m) Werte erreichen, wie sie bei Juragesteinen erst flacher (ca. 5 m) unter der Geländeoberfläche auftreten. Zusätzliche Experimente müßten klären, in welchem Maß die anders gearteten Sedimentationsbedingungen, die diagenetische Geschichte des Gesteins oder der etwas veränderte Mineralbestand mit mehr aktiven Mineralien dafür verantwortlich sind.

Die Unterscheidung der einzelnen Knollenmergeltypen hat folgende praktische Bedeutung:
Bei Laborversuchen lassen sie sich nicht gleich gut bearbeiten, was sich schon bei der Ermittlung des Raumgewichtes, besonders aber beim Einpassen in Belastungsgeräte zeigt. Den geringsten systematischen Fehler liefert zweifellos eine massige Knollenmergelprobe, da sie auch bei geringen Wassergehalten gut schneidbar bleibt und ebene Begrenzungsflächen liefert. Bei gleichem Wassergehalt sind Ergebnisse von Proben aus anderen Knollenmergeltypen, wie bei flaseriger und grusi-

ger Ausbildung, mit größter Vorsicht zu betrachten. Das zeigen stark streuende Versuchswerte bei Bestimmungen des Porenvolumens an flaserigem Material, die als Vergleich zu dem untersuchten Verwitterungsprofil interessieren ("x" in Abb. 45).

Vorläufige Geländebeobachtungen lassen besonders den massig ausgebildeten Knollenmergel mit schlierig-netzartiger Grundstruktur gefährlich erscheinen. Der blättrige Typ wird an steileren und stabileren Böschungen angetroffen. Der Hauptgrund dürfte in den unterschiedlichen Drainagemöglichkeiten liegen. Porenwasserüberdrücke, wie sie bei Belastungsänderungen auftreten, sind dann vor allem im massig ausgebildeten Knollenmergel gefährlich. In der Natur könnten also bei Betrachtung von Langzeitzuständen an Hängen aus diesen Gründen die Stabilitätsverhältnisse differieren. Die oben erwähnten Unterscheidungen liefern somit eine zusätzliche Erklärung für das scheinbar unregelmäßige Auftreten von Rutschungen.

Einen interessanten geologischen Aspekt jedoch verdeutlicht die Abb. 46. Sind die Texturmerkmale ein Ausdruck der primären Konsolidationsbedingungen - es gibt bei ihrer räumlichen Verteilung im Gebirge keine andere plausible Erklärung - dann lassen sich mit ihrer Hilfe einzelne Sedimentkörper unterscheiden. Dadurch kann ein Bild der einzelnen Phasen in der Entwicklung der Landoberfläche zur Knollenmergelzeit gewonnen werden. Abb. 46 zeigt im östlichen Teil des Baugrubenaufschlusses bei Tübingen ein Relief, (möglicherweise eine Reliefdiskordanz) von 25° Böschungsneigung. Der plattig-blättrig ausgebildete Knollenmergel greift dabei mit einer etwa 25° steilen Fläche (a) von SW nach NE auf flaserig erscheinenden Knollenmergel über. Der ursprünglich etwa 50 cm starke Übergangsbereich wird mit zunehmender Verwitterung undeutlicher und verschwindet schließlich.

Diese Beobachtungen werden so gedeutet, daß der Aufschlußteil, bei dem die Pelitkörper ähnlich plattig wie bei den Juragesteinen ausgebildet sind, in ein bereits bestehendes dünenartiges Relief sedimentiert wurde. Der "ältere" Aufschlußteil, dessen flaserige Textur die Gewinnung von Probekörpern fast unmöglich macht, hatte bei beginnender Dia-

genese vermutlich einen niedrigeren Wassergehalt als der darüber liegende Teil des Gebirges.

Mehrere 30° bis 45° steile Flächen (b) - sie fallen durch eine kräftig rostige Farbe und Calcitausscheidungen auf - durchziehen die Texturgrenze ohne Versatz. Hierbei handelt es sich um Erscheinungen in der Verwitterungszone. Gelegentlich können spiegelnde Harnische gefunden werden, welche zeigen, daß es entlang dieser Flächen zu Ausgleichsbewegungen kommt. Als Ursache kommen Volumenvergrößerungen durch Wasseraufnahme in Frage (s. Abschn. 7.521). Auch TRAUZETTEL (1963) beschreibt derartige Elemente.

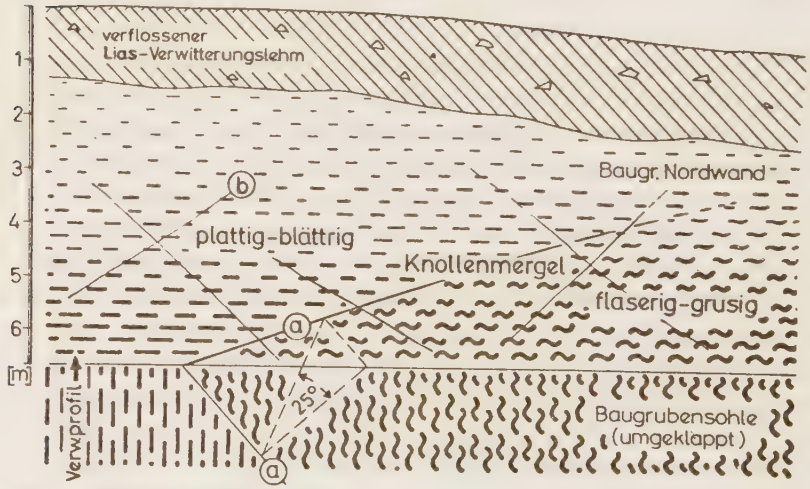


Abb. 46: Diskordanz (Fläche a mit 25° Neigung) zwischen plattig-blättrig und flaserig-grusig ausgebildetem Knollenmergel.

Vermutung: In dünenartiges Relief wird Knollenmergelmaterial mit höherem Anfangswassergehalt sedimentiert;

b = Flächen mit Calcit- und Eisenausscheidungen, häufig mit Harnischen; gedeutet als Bewegungsbahnen infolge Volumenzunahme im Verwitterungsgeschehen.

9. Durchführung der Laborversuche

Sämtliche Laborbestimmungen erfolgen nach der Norm, wie sie beispielsweise SCHULTZE und MUHS (1967) beschreiben. Wägungen werden auf einer Präzisionswaage, für Karbonatbestimmungen auf einer Analysenwaage durchgeführt. Volumenmessungen, welche sich nicht in Entnahmezylindern durchführen lassen - wie z.B. für größere Pelitkörper - geschehen in einem eigens dafür angefertigten Großpyknometer.

Die Ermittlung der vollständigen Summenlinien der realen Korngrößen erfolgt mit der kombinierten Sieb- und Schlämmanalyse. Die erforderlichen Probenmengen für die einzelnen Verwitterungsgrade sind: V_5, V_4 100 bis 300 g; V_3 1 bis 2 kg; V_2 5 kg und darüber.
Die Summenlinien für V_1 ermittelt man zweckmäßigerweise durch Messung und Wägung im Gelände. Bei den Verwitterungsgraden V_2 und V_3 können größere Mengen Feinkornanteil manchmal gewisse Schwierigkeiten bereiten. Deswegen wird folgender Weg eingeschlagen:
Vor der Teilung einer Probe wird sowohl vom Feinkornanteil als auch von den Verwitterungsresten der Wassergehalt bestimmt, um später auf die Trockengewichte umrechnen zu können.
Siebanalyse: Eine zuvor gewogene Hälfte der Probe wird vorsichtig in Wasser gelegt und etwa eine halbe Stunde leicht durchbewegt. Kurz vor dem Übergießen in die einzelnen Siebe wird ein Schuß Salzsäure zugesetzt, um das aufgeschlämmte Feinkorn koagulieren zu lassen. Dadurch läßt es sich leichter von den Verwitterungsresten entfernen. Der Siebvorgang selbst erfolgt bei leichtem Rühren unter der Wasserbrause. Als feinstes Sieb hat sich eine Maschenweite mit 0,63 mm bewährt. Stehen für einzelne größere Pelitkörper keine Siebe zur Verfügung, so werden die mittleren Durchmesser durch einfaches Messen ermittelt, bevor man die Stückchen den gewünschten Fraktionen zuteilt.

Schlämmanalyse: Von der anderen Probenhälfte wird ein kleinerer Anteil, welcher nur Feinkorn enthält, entnommen, gewogen und in der üblichen Weise nach dem Aräometerverfahren von BOUYOUCOS-CASAGRANDE analysiert. Um eine störende Koagulation zu vermeiden, empfehlen sich Vorversuche an Parallelproben, um die günstigste Zugabemenge eines Antikoagulationsmittels zu bestimmen. Im allgemeinen bewährt sich 2 bis 3 g wasserhaltiges Natriumpyrophosphat auf 1 l Suspension.
Nach prozentualem Umrechnen auf die Menge des abgeschlämmten Feinkornanteils der ersten Probenhälfte kann die Summenlinie gezeichnet werden. Ein exakter Übergang zwischen Sieb- und Schlämmanalyse kann dabei nicht erwartet werden. Die Fehler liegen bei etwa 10 Gew.% (s. z.B. Kurve II, Abb. 24).

Für die Karbonatbestimmung werden etwa 1000 mg fein zermörsertes Material mit 1 n Salzsäure behandelt und die nicht verbrauchte Säuremenge mit 0,5 n Natronlauge zurücktitriert. Anschließend erfolgt eine Umrechnung auf Kalziumkarbonat.

Zusammenfassung

Im südwestdeutschen Jura können die Verwitterungsprofile überkonsolidierter, kalkarmer Pelite verschiedener geologischer Horizonte in fünf genau definierte Verwitterungsgrade untergliedert werden. Diese Unterteilung stützt sich auf die diskontinuierliche Korngrößenabnahme der Pelitkörper vom klüftigen, felsartigen Ausgangsgestein bis zum homogenen Endprodukt der Verwitterung. Dabei prägen endodynamomorphe (Entspannung) und ektodynamomorphe (Atmosphärilien) Verwitterungsprozesse das Profil.

Die abgegrenzten Verwitterungszustände besitzen unterschiedliche bodenphysikalische Eigenschaften und zeichnen sich auch durch verschiedenartige Massenverlagerungen mit Entspannungs-Rutsch- und Kriechvorgängen aus (s. Abb. 21, S. 48).

Das Verwitterungsprofil zeigt Abhängigkeiten zu den Faktoren Exposition, Inklination, Morphologie der Umgebung und Vegetation. Durch ihr Zusammenwirken beeinflussen die dabei auftretenden Kräfte in erster Linie die Mächtigkeiten und den Plastizierungsgrad der einzelnen Verwitterungsgrade. Zur vergleichenden Beschreibung wird dazu noch ein Verwitterungsgradient eingeführt, der die einzelnen Verwitterungsgrade mit der vorgefundenen Tiefenlage in Beziehung setzt.

Eine geringmächtige Ausbildung der am stärksten verwitterten Bereiche findet man unter Kuppen, in Tälern, auf südexponierten Hängen sowie unter Steilhängen. Einen relativ mächtigen und intensiver verwitterten Profilabschnitt weisen Nordhänge und flache Senken auf. Unter Waldbedeckung ist eine Profildifferenzierung weniger ausgeprägt. Schwächer verwitterte Abschnitte befinden sich hier flacher unter der Geländeoberfläche als im Freiland. Eine überdurchschnittliche Plastizierung liegt dort vor, wo eine starke Durchfeuchtung mit größeren Wassergehaltsschwankungen zusammenfällt, also in Gebieten mit stark intermittierenden Quellen oder einem nur zeitweise wasserführenden Gewässernetz.

Nennenswerte mineralogische Abwandlungen finden bei den untersuchten Juraprofilen erst im ektodynamomorphen Verwitterungsgeschehen statt. Hier tritt ein leichtes Anwachsen der Menge der 14 Å-Mineralien auf, während der Calcitanteil zurückgeht.

Die Knollenmergelverwitterung läßt sich in das aufgestellte Schema der Verwitterungsgrade nicht einfügen, weil wechselnde primäre Konsolidationsbedingungen diesem Sediment auf engem Raum unterschiedliche Textureigenschaften verleihen.

Mit Geländebeobachtungen und einfachen Laborversuchen werden schließlich im Hauptteil der Arbeit bisher unerkannt gebliebene Entspannungsbewegungen auf horizontalen Gleitflächen in diesen Gesteinen beschrieben und diskutiert. Es handelt sich dabei um säkulare Massenverlagerungen mit oftmals mehreren Metern Schubweite, die in Talrandnähe auftreten.

Die Bruchflächen entstehen vor allem unter einem sich verflachenden Gelände progressiv nach einer Freisetzung seitlich gerichteter Kräfte. Diese Kräfte wurden von den Sedimenten im Laufe ihrer geologischen Geschichte gespeichert. Der Entspannungsmechanismus spielt sich in zwei Phasen ab. Zuerst bilden sich Kleinfugen infolge einer Deviatorspannung in Talrandnähe. Damit verbunden ist eine seitliche Ausdehnung auf bereits vorhandenen Schichtflächen. Der Gleitwiderstand auf ihnen verringert sich bis regelrechte Gleitflächen mit durchknetetem und zerschupptem Material vorliegen. Die eigentlichen Verwitterungsvorgänge setzen dann zusätzlich die zwischen den Sedimentpartikeln gespeicherten Kräfte frei. Dazu gehört in erster Linie die Volumenvergrößerung durch Wasseraufnahme.

Die Untersuchungen bestätigen u.a. die Theorie BJERRUM's (1966), welcher der "recoverable strain energy" einen entscheidenden Anteil am Zustandekommen der Rutschungen und Kriecherscheinungen in diesem Sedimenttyp zuschreibt.

Der geschilderte Entspannungsmechanismus wird schließlich auch zur atektonischen Deutung mancher Spuren einer lokalen Einengung herangezogen. Dazu gehören horizontale Harnische, Flexuren, kleinere oder größere Faltenstrukturen, die im südwestdeutschen Mesozoikum von mehreren Autoren als Besonderheiten beschrieben werden.

Literaturauswahl

ACKERMANN,E.: Zur Unterscheidung glazialer und postglazialer Fließerden.- Geol.Rundschau 43, S.328-341, Stuttgart 1955.

-.- Der Abtragungsmechanismus bei Massenverlagerungen an der Wellenkalk-Schichtstufe, I und II.- Z.Geomorphologie N.F.3, S.193-226 u.283-304,Berlin 1959.

AMPFERER,O.: Zum weiteren Ausbau der Lehre von den Bergzerreißungen.- Sb.Akad.Wiss.Wien, math.nat.Kl.,I, 8S, 149, Wien 1940.

ARNOLD,K.: Probleme der Standsicherheit von vorübergehend angelegten Böschungen in verwitterten Schiefertonen des württembergischen Jura.- 79 S,Diss.Universität Tübingen 1968.

BJERRUM,L.: Mechanism of progressive failure in slopes of overconsolidated plastic clays and clay shales.- The third Terzaghi lecture, 66 p, Norwegian Géotechnical Institute, Oslo-Blindern 1966.

BLEICH,K.E.: Über das Alter des Albtraufs.- Jh.Ver.vaterl.Nkde Württ., 115, S.39-92, Stuttgart 1960.

CARLE,W.: Die Rolle des Waldes im Wasserhaushalt.- Das Gas- und Wasserfach, 88, H.4, 4S, München 1947.

-.- Bau und Entwicklung der südwestdeutschen Großscholle.- Beih.geol.Jb., 16, S.78-80,85-88, Hannover 1955.

CLAR,E.: Gefüge und Verhalten von Felskörpern in geolog. Sicht.- Felsmech.u.Ingenieurgeol., S.4-15, 1 (1), Wien 1963.

DIN 18300: Verdingungsordnung für Bauleistungen; Teil C, Allgemeine Technische Vorschriften, Erdarbeiten.- Beuth-Verlag, Köln 1958.

EINSELE,G.: Der Opalinuston als Baugrund u. Baustoff im Rohrleitungsbau.- Das Gas-u.Wasserfach, H.8, S.1-8, München 1958.

-.- Durch Grabarbeiten ausgelöste Hangrutschungen im Verwitterungslehm des Braunjura ζ, geologisch und bodenmechanisch beobachtet.- Jh.geol.Landesamt Baden-Württ.,4, S.145-181, Freiburg i.Br. 1961.

EINSELE,G.u. SEIBOLD,E.: Die geol.Kartierung der Rohrgräben beim Bau der Bodensee-Fernwasserversorgung.- Jh.geol.Landesamt Bad.-Württ.,4, S.183-264, Freiburg i.Br. 1961.

EINSELE,G.u. WALLRAUCH,E.: Verwitterungsgrade bei mesozoischen Schiefertonen und Tonsteinen und ihr Einfluß bei Standsicherheitsproblemen.- Vorträge der Baugrundtagung, S.59-89, Deutsche Ges.f.Erd-u.Grundbau e.V.,Berlin 1964, Essen 1964.

EISENHUT,E.: Abbruchtälchen an Steilhängen.- Jh.Geol.Abt.Württ. Statist.Landesamts, 2, S.34-38. Stuttgart 1952.

FICKERT,R.: Bodenkundliche Untersuchungen der Württ. Knollenmergel und ihre Bedeutung für den Ingenieurbau.- 109 S., Diss. T.H. Stuttgart 1938.

FISCHER,H.: Asymmetrische Täler im südwestdeutschen Schichtstufenland. Ihre Verbreitung und Abhängigkeit vom eiszeitlichen Klima.- 200 S.,Nat.wiss.Diss.Tübingen 1956.

GERBER,E.K. u. SCHEIDEGGER,A.E. :Probleme der Wandrückwitterung; im besonderen die Ausbildung Mohr'scher Bruchflächen.- Felsmechanik u. Ingenieurgeologie, Suppl.II, S.80-88, Wien 1965.

GERMAN, R. Der Hangrutsch bei der Bronner Mühle im Donautal.- Jh.Ver.vaterl.Naturkde.Württ. 116, S.78-83, Stuttgart 1961.

GOTTLIEB, D. Über eine rheinisch streichende Kleinfalte im Lias des mittleren Albvorlandes.- Jh.Geol.Abt. Württ.Statist.Landesamts, 2, S.176-177, Stuttgart 1952.

GRAMBERG,J. Axial cleavage fracturing, a significant process in mining and geology.- Eng.Geol., 1 (1) S.31-72, Amsterdam 1965.

HAEFELI,R. Investigation and measurements of shear strength of saturated cohesive soils.- Géotechnique, 2, No.3, pp.186-208, London 1951.

-.- Zum progressiven Bruch in Schnee,Boden,Fels Und Eis.- Schweizer Bauzeitung, H.1 u.2., 20 S., Zürich 1967.

HAST,N. The state of stresses in the upper part of the earth crust.- Eng. Geol., 2, (1)p.5-17, Amsterdam 1967.

HENKE,K.F. Diskussionsbeitrag zu EINSELE& WALLRAUCH, 1964.- Vortr.d.Baugrundtagung Berlin 1964. Deutsche Ges.f.Erd-u.Grundbau e.V.,S.85-87, Essen 1964.

HENKEL,D.J. Investigation of two long-term failures in London clay slopes at Wood Green and Northolt.- Int.Conf. on Soil Mech. and Found.Eng., 4 Proc. (2), pp 315-320, London 1957.

HENKEL,D.J. & SKEMPTON,A.W. A landslide at Jackfield.- Proc.Europ.Conf. on Stability of Earth Slopes, 1, pp 90-101, Stockholm 1954.

HÖLDER,H. Erosionsformen am Trauf der Schwäbischen Alb.- N.Jb.Geol.Pal.,97,S.345-378, Stuttgart 1953.

HVORSLEV,M.J. Physical components of the shear strength of saturate clays.- Am.Soc.Civ.Eng.,Res.Conf. on Shear Strength of Cohesive Soils, p 172, Boulder, Colorado 1960.

KEIL,K. Ingenieurgeologie und Geotechnik.- 1039 S., W.Knapp-Verlag Leipzig 1958.

KIESLINGER,A. Restspannung und Entspannung im Gestein.- Geol. u. Bauwesen,24, S. 95-112, Wien 1958.

-.- Zur KOhäsion des Sandes. Unfälle und Unfallverhütung in Sandgruben.- Geol.u.Bauwesen, 28, S.1-30, Wien 1962.

KLOPP,R. Untersuchungen über das Vorhandensein naturgegebener Einflüsse auf d. Rutschungsintensität bindiger Gesteine u.die Möglichkeit, deren Wirkungsgrad zu bestimmen.- 90 S., Diss. T.H. Stuttgart 1957.

KRANZ,W. Blatt Stuttgart Nordwest.- Erl.geol.Spezialkarte Württ., Stuttgart 1964.

KRAUSE,H. Oberflächennahe Auflockerungserscheinungen in Sedimentgesteinen Baden-Württembergs.- Jh.geol.

Landesamt Bad.-Württ.8,S.269-323, Freiburg 1966.

KROMER,H. Untersuchungen über den Mineralbestand des Knollenmergel-Keupers in Württemberg.- 71 S., Diss. Universität Tübingen 1963.

KRUMM,H. Mineralbestand und Genese fränkischer Keuper- u. Liastone.- Beitr.Mineral.u.Petrogr., 11, S. 91 - 137, 1965.

LAMBE,T.W. The structure of inorganig soil.- Am.Soc.Civ.Eng., Sep. 315, 12 p, October 1953.

- " - A mechanistic picture of shear strength in clay.- Am.Soc.Civ.Eng., Res.Conf.Shear Strength of Cohesive Soils, pp 555 - 580, Boulder, Colorado 1960.

LEUSSINK,H., VISWESWARAIYA u. BRENDLIN,H. Beitrag zur Kenntnis der bodenphysikalischen Eigenschaften von Mischböden.- Veröffentl.Inst.f. Bodenm.u.Grundbau,T.H. Fridericiana, H.15, Karlsruhe 1964.

LINK,H. Über die Querdehnungszahl des Gebirges.- Geol.u. Bauwesen, 26, H.2, S. 246 - 257, Wien 1960.

- " - Zur Querdehnungszahl von Gestein u. Gebirge.- Geol. u.Bauwes.,27, H.1, S.89-100, Wien 1961.

LIPPOLT,H.J., GENTNER,W. u. WIMMENAUER,W. Altersbestimmungen nach der K-Ar-Methode an tertiären Eruptivgesteinen Südwestdeutschlands.- Jh.geol. Landesamt Bad.-Württemberg, 6, Freiburg im Breisgau 1964.

LOSCH,W. Der obere Hauptmuschelkalk zwischen Murr u.Würm.- Jh.Ver.vaterl.Naturkde.Württ., 87, S.14-78, Stuttgart 1931.

MARKTHALER,R. Die Feuerlettenkonglomerate und das Transgressionsproblem im mittleren Keuper Frankens.- Abh.d. Naturhistorischen Ges.Nürnberg, 163 S., 26, H.3, 1937.

MÜLLER,L. Nachweis der Spannungsverteilung in Lockermassen.- Geol.u.Bauwesen, 19, S.245-253, Wien 1952.

- " - Geomechanische Auswertung gefügekundlicher Details.- Geol.u.Bauwesen,24,H.1,S.4-21,Wien 1958.

- " - Das Kräftespiel im Untergrund von Talsperren.- Geol.u.Bauwesen, 26, H.3, S.142-152, Wien 1961.

- " - Über die Entstehung oberflächenparalleler Klüfte. Versuch einer geomechanischen Erklärung.- Geol.u. Bauwesen, 27, S.146-152, Wien 1962.

MÜLLER,L. & PACHER,F. Modellversuche zur Klärung der Bruchgefahr geklüfteter Medien.- Felsmech.u. Ingenieurgeol., Suppl.II S.8-24, Wien 1965.

NAGARAJ,T.S. Soil structure and strength characteristics of compacted clay.- Géotechnique 14, pp 103-114, London 1964.

OLSON,R.N. The migration of pore fluid during shear in consolidated-undrained triaxial test.- Am.Soc.Civ. Eng., Research Conf. on Shear Strength of Cohesive Soils, pp 1044-1049, Boulder, Colorado 1960.

OSTENDORFF,E. Schrumpfungen und Rutschungen in bindigen, quellbaren Böden.- Z.deutsch.geol.Ges., 103, S. 387, Hannover 1951.

PACHER,F. Kennziffern des Flächengefüges.- Geol.u.Bauwesen, S. 223 - 227, 24, Wien 1959.

PETERS,T. Tonmineralogische Untersuchungen an Opalinustonen und einem Oxfordienprofil im Schweizer Jura.- Schweiz.Mineral.u.Petrogr.Mitt., S.360-380, 42, H.2, Zürich 1962.

- " - Tonmineralogische Untersuchungen an einem Keuper-Lias-Profil im Schweizer Jura.- Schweizer. Mineral.u.Petrogr.Mitt., S.560-588, 44, H.2, Zürich 1964.

PETERSON,R. Studies of Bearpaw shale at the damsite in Saskatchewan.- Am.Soc.Civ.Eng., Proc., 80, 28 p, Separate No. 476, 1954.

- " - Rebound in the Bearpaw shale in Western Canada.- Bull.Geol.Soc. of America, 69, pp 1113-1123,1958.

PETERSON,R., JASPAR,J.L., RIVARD,P.J., IVERSON,N.L. : Limitations of laboratory shear strength in evaluating stability of highly plastic clays.- A.S.C.E. Res.Conf.on Shear Strength of Cohesive Soils, pp 765-791. Boulder, Colorado 1960.

POSER,H. & MÜLLER,Th. : Studien an den asymmetrischen Tälern des Niederbayerischen Hügellandes. Ein Beitrag zum Problem der klimabedingten asymmetrischen Vorzeittäler.- Nachr.d.Akad.d.Wiss.Göttingen. Math.-Phys.Kl.; Biologisch-Physiologisch-Chemische Abt. S. 1-31, 1951.

REGELMANN,Chr. Horizontale Schliffe auf Juragesteinen von Ebingen.- Jh.Ver.vaterl.Naturkde.Württ., S.XLVI, Stuttgart 1909.

REUTER,F. Entspannungserscheinungen in der Baugrube der Rappbodetalsperre/Harz.- Geol.u.Bauwesen, 27, H.1, S.73-81, Wien 1961.

ROWE,P.W. Measurement of the coefficient of consolidation of lacustrine clay.- Géotechnique, 9, No.3, pp 107-118, London 1959.

SCHEFFER,F. & SCHACHTSCHABEL Lehrbuch der Agrikulturchemie und Bodenkunde, I.Teil, Bodenkunde.- 332 S., Ferdinand Enke, Stuttgart 1960.

SCHMIDT,M. Überschiebung im Muschelkalk bei Schwieberdingen.- Jh.Ver.vaterl.Naturkde.,Württ., S.LXIII, 80, Stuttgart 1924.

SCHÖNENBERG,R. Über eine Biegefalte im Liasα bei Bonlanden auf den Fildern.- Jh.Ver.vaterl.Naturkde.Württ., 116, S. 287-289, Stuttgart 1961.

- " - Eine Flexur im Oberen Muschelkalk bei Schwieberdingen (Glems).- Jh.Ver.vaterl.Naturkde.,Württ., 117, S. 210-214, Stuttgart 1962.

SCHOLZ,H. Braunjuraprofil bei Glems (Kreis Reutlingen),- 101 S., Diplomarbeit Universität Tübingen 1966.

SCHULTZE,E. & MUHS,H. Bodenuntersuchungen für Ingenieurbauten.- 722 S., Springer-Verlag, Berlin, Göttingen, New-York 1967.

SEEMANN,R. Die Saurischierlager in den Keupermergeln bei Trossingen.- Jh.Ver.vaterl.Naturkde.Württ., 89, S. 129-160, Stuttgart 1933.

SINGH,I. Sedimentologie der Keuper-Lias-Grenzschichten von Württemberg.- 95 S., Diss. Universität Stuttgart 1966.

SKEMPTON,A.W. Horizontal stresses in an overconsolidated eocene clay.- International Conference of Soil Mechanics and Foundation Engineering, 5, (1), pp 351-357, Paris 1961.

- " - Long-term stability of clay slopes.- Géotechnique, 14, No.2, pp 77-102, London 1964.

SKEMPTON,A.W. & De LORY,F.A. Stability of natural slopes in London clay.- Int.Conf.on Soil Mech.and Found.Eng., 4, Proc., (2), pp 378-381, London 1957.

STINI,J. Unsere Täler wachsen zu.- Geol.u.Bauwesen, 13, H.3, Wien 1941.

STRÖBEL,W. Zur Landschaftsgeschichte der Filder südlich von Stuttgart.- Jh.Geol.Abh.Württ.Statist. Landesamtes, 2, S. 178-179, Stuttgart 1952.

TERZAGHI,K. u.: JELINEK,N. Theoretische Bodenmechanik, 505 S., Springer-Verlag, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1954.

TRAUZETTEL,G. Die Rutschungen der württembergischen Knollenmergel.- Diss.TH Stuttg., 182 S., Stuttgart 1962.

VOLLRATH,P. Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte des mittleren und oberen Keupers in Südwestdeutschland.- N.Jb.Min.etc. Abh., 60, B, S. 195-306, Stuttgart 1928.

WARD,W.H., : SAMUELS,S.G. & BUTLER,M.E. Further studies of the properties of London clay.- Géotechnique 9, pp 33-58, London 1959.

WARD,W.H., : MARSLAND,A., & SAMUELS,S.G. Properties of the London clay at the Ashford Common Shaft.- Géotechnique 15, S. 321-344, London 1965.

WEIDENBACH,F. Vergleichende Talentwicklung im Vorland der Schwäbischen Alb und im Alpenvorland.- Jh.Geol. Abt.Württ.Statist.Landesamtes, S. 157-167, Stuttgart 1952.

- " - Die geologischen Voraussetzungen für die Entstehung von Rutschungen.- Straßen- und Tiefbau, H.12, 7 S., Heidelberg 1965.

WHITAKER,T., COOKE,R.W. An investigation of shaft and base resistance of large bored piles in London clay.- Proc. Symp.Large Bored Piles, Institution of Civil Engineers, pp 7-49, London 1966.

WILHELMY,H. Klimamorphologie der Massengesteine.- Westermann-Verlag, 237 S., Braunschweig 1958.

WINTERKORN,H.F. Macromeritic liquids.- Am.Soc.for Testing Mats., Spec.Technical Publication No. 156, 12 p, 1953.

YONG,R.N. & WARKENTIN,B.P. Introduction to Soil Behavior.- 451 p, The Macmillan Company, New York 1967.

T A F E L I

Bild 1: Typisches Verwitterungsprofil für überkonsolidierte, kalkarme Pelite in Südwestdeutschland; Maßstab = 2 m. Opalinuston (Braunjura α), Ziegeleigrube Schlatt (Meßtischblatt Nr. 7620, Jungingen, r 35 01,5 h 53 57,0).

Bild 2: Ursprünglich massiges Gestein des Ornatentons (unverwitterter Kluftkörper) aus 20 bis 25 m Tiefe zerfällt im entspannten Zustand an der Geländeoberfläche innerhalb weniger Tage in zahlreiche Scherben (Killer, Meßtischblatt Nr. 7620, Jungingen, r 35 05,6 h 53 52,9).

Bild 3: Oberer Kluftkörper: frische Bruchflächen der unverwitterten Pelite besitzen eine muschelige Form. Unterer Kluftkörper: fortgeschrittene Verwitterung an einer ehemaligen Kluftfläche (Ornatenton, Killer, siehe Bild 2).

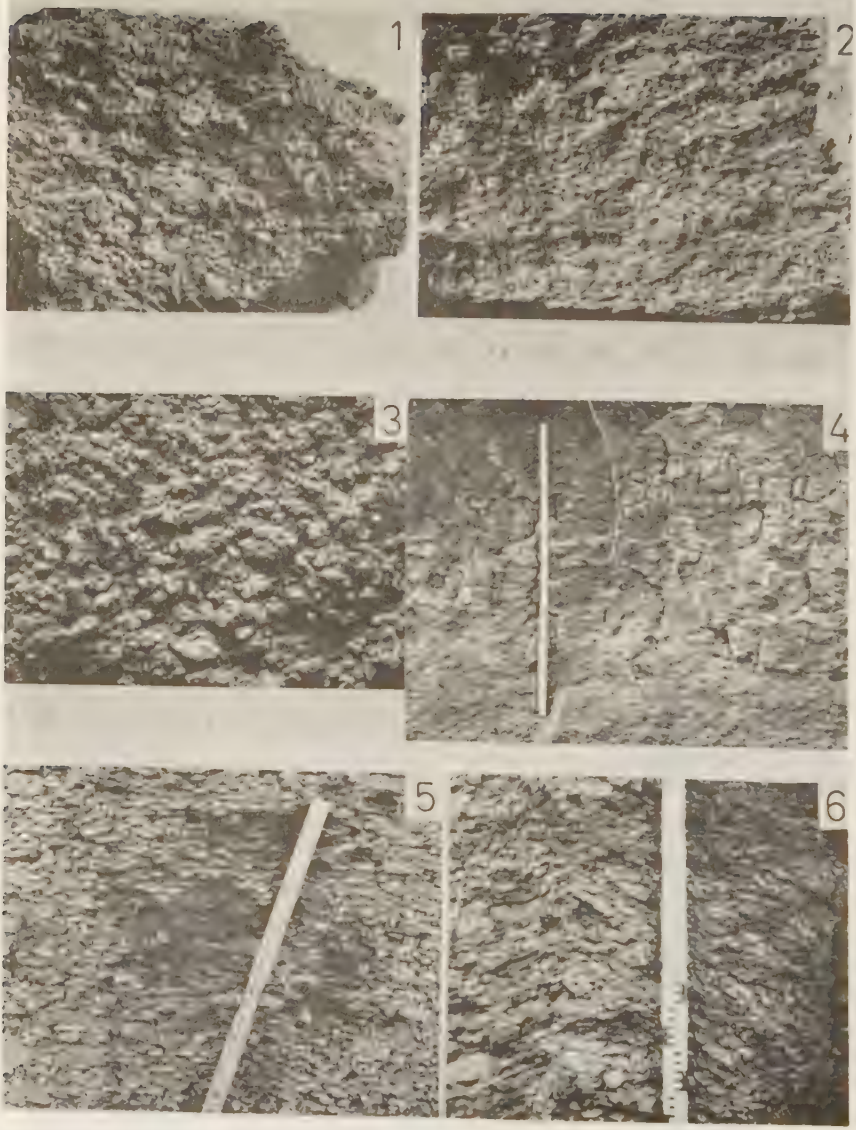
Bild 4: Lineare sich schneidender Kluftflächen sind besonders stark verwittert. Die Abrundung solcher Schnittkanten ist ein Hinweis für Bewegungen größerer Schollen (Ornatenton, Braunjura ζ, Auendorf, siehe Abbildung 4, Abschnitt 2.11).

Bild 5: Schüsselförmige Diskontinuitätsfläche als Hinweis für vertikale Entspannungen. Amaltheenton (Lias δ) bei Hechingen (siehe Abbildung 13, Abschnitt 2.11).

Bild 6: Abgestürztes Material einer frischen Baugrubenwand zeigt bei Entmischungsprozessen deutlich den rolligen Charakter der überkonsolidierten Pelite im Verwitterungsprofil (Braunjura β, Neuhausen/Erms, Abbildung 6, Abschnitt 2.11).

Tafel I

Tafel II



T A F E L II

Aufschlußbilder für die Verwitterungsgrade V_5, V_4 und V_3 (siehe Abschnitt 3.322)

Bild 1: Verwitterungsgrad V_5, Opalinuston, Oberrombach, siehe Abbildung 19.

Bild 2: Verwitterungsgrad V_5, Ornatenton, Glems, siehe Abbildung 3.

Bild 3: Verwitterungsgrad V_4, Ornatenton, Glems, siehe Abbildung 3.

Bild 4: Übergang zwischen den Verwitterungsgraden V_5 und V_4, Opalinuston, Mössingen, siehe Bild 6, Tafel III.

Bild 5: Verwitterungsgrad V_3, Opalinuston mit wenig Feinkornanteil, Brielhof bei Hechingen.

Bild 6: Verwitterungsgrad V_3, Turneriton mit kryoturbater Störung; viel Feinkornanteil, Wernau, Junkerswerke.

T A F E L III

Aufschlußbilder für die Verwitterungsgrade V_2, V_1 und 0 (siehe Abschnitt 3.322)

Bild 1: Verwitterungsgrad V_2, Amaltheenton; ohne Feinkornanteil, Reutlingen.

Bild 2: Verwitterungsgrad V_2, Opalinuston mit Feinkornanteil, Balingen.

Bild 3: Verwitterungsgrad V_1, Braunjura β, Neuhausen/Erms, siehe Abbildung 6.

Bild 4: Verwitterungsgrad V_1, Amaltheenton, Hechingen, siehe Abbildung 13.

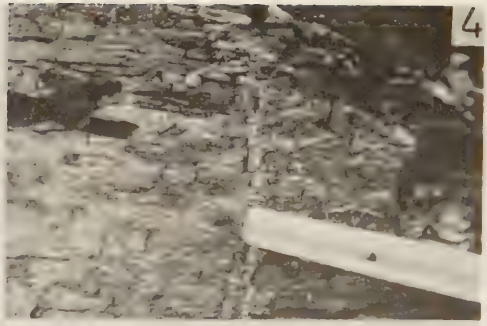
Bild 5: Unverwittert (0), Opalinuston, Schlatt, siehe Bild 1, Tafel I.

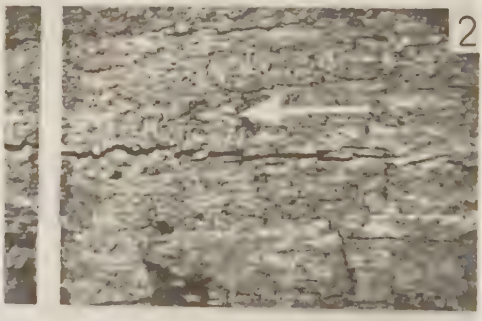
Bild 6: Diskontinuierliche Korngrößenabnahme der Verwitterungsreste im Verwitterungsprofil. Die Übergangsbereiche zwischen den einzelnen Verwitterungsgraden (V_2 - V_5) betragen wenige Zentimeter (Opalinuston, Baugrube in Mössingen, Meßtischblatt Nr. 7520, Mössingen, r 35 04,77 h 53 64,1).

Tafel III

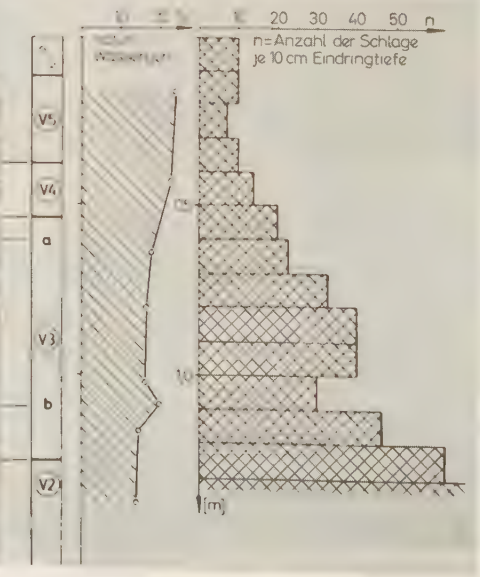
Tafel IV

1


4


2

3


20 30 40 50 n
n=Anzahl der Schläge
je 10 cm Eindringtiefe
V5
V4
a
V3
b
V2
10
[m]

T A F E L IV

Bilder 1, 2 und 3 : Hangparallele Ablösungsflächen im Opalinuston als Vorstufen für die Gleitzonenbildung.
(Bei allen Aufnahmen Blick etwa in der Fallrichtung der Hänge.)

1 : Sondelfingen (siehe Abbildung 8, Abschnitt 2.11);

2 : Mössingen (siehe Abbildung 7), der hangende Abschnitt wurde um wenige mm nach links hinten verschoben;

3 : Unteraichelberg (Meßtischblatt Nr. 7323, Weilheim, r 35 41,5 h 53 89,15); Abgrenzung nach Verwitterungsgraden, Wassergehalts- und Rammprofil;

a = hangparallele Ablösungsfläche;

b = schwach ausgeprägte Gleitzone.

Bild 4 : Geringfügige horizontale Verschiebung an einer saigeren Kluft (Ornatenton, Braunjura ζ, siehe Abbildung 39 g).

T A F E L V

Bild 1: Horizontale Verschiebungsfläche, die mit einer steilen Kluftfläche (kl) beginnt und in eine Schichtfläche (ss) umbiegt.
Braunjura α, Geyrenwald, siehe Abbildung 35.

Bild 2: Beginn einer horizontalen Verschiebungsfläche (Zeigestock). Entfernung vom ehemaligen Talrand ca. 50 m.
Geyrenwald.

Bild 3: Horizontale Verschiebungsfläche (H) mit flach einfallender Sekundärklüftung im liegenden Schichtkomplex. Richtung des Einfallens entspricht der Bewegungsrichtung.
Braunjura α, Heiningen, siehe Abbildung 36.

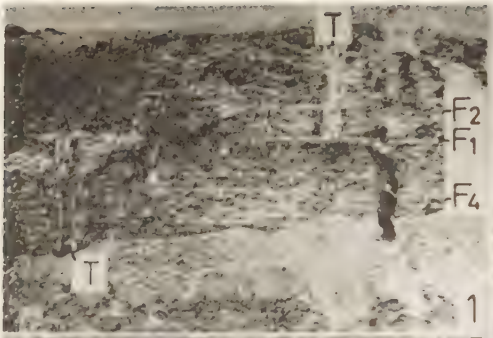
Bild 4: Horizontale Verschiebungsfläche (H) mit flach einfallender Sekundärklüftung im hangenden Schichtkomplex.

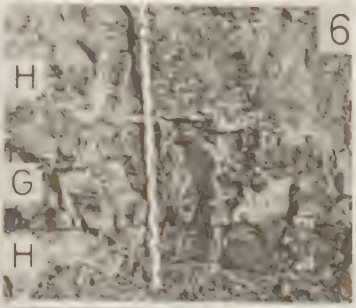
Bild 5: Schar von flach einfallenden Diskontinuitätsflächen am Beginn horizontaler Verschiebungsflächen.
Geyrenwald.

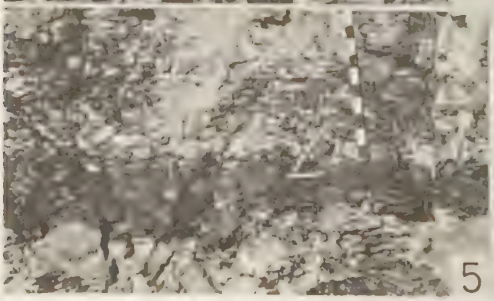
Bild 6: Markante Verschiebungsflächen in der Ziegeleigrube Geyrenwald (Meßlatte = 3 m).

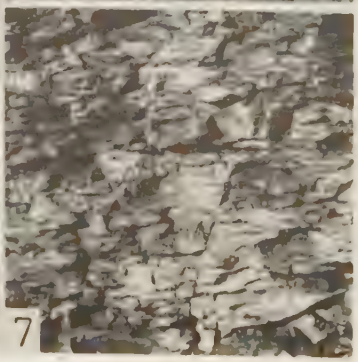
Tafel V

Tafel VI









T A F E L VI

Bild 1: An horizontaler Verschiebungsfläche (F_1) versetzte Tuffspalte (T) im Braunjura β. Hofbühl bei Neuhausen/Erms (Meßtischblatt Nr. 7421, Metzingen, r 35 23,50 h 53 77,66).

Bild 2: Schuppige Textur innerhalb der Verschiebungszone; Hofbühl.

Bild 3: Horizontale (H; schichtparallele) und schwach geneigte (G) Verschiebungsfläche im Braunjura α. Weniger stark verwittertes Material liegt oberhalb der Verschiebungsfläche. Ziegeleigrube Heiningen.

Bild 4: Horizontale Verschiebungsfläche im Braunjura α. Schwächer verwittertes Material liegt oberhalb der Verschiebungsfläche. Rutschung an der Landesstraße L 1159 zwischen Straßdorf und Rechberg (Meßtischblatt Nr. 7224, Lorch, r 35 58,28 h 54 03,16).

Bild 5: Horizontale Verschiebungsfläche im Braunjura α als wasserstauende Schicht. Etwa 60 cm oberhalb des feuchten Streifens liegt eine zweite, schwach ausgeprägte Verschiebungsbahn. Baugrube bei Mössingen (Meßtischblatt Nr. 7520, Mössingen, r 35 05,40 h 53 64,08).

Bild 6: Zwei horizontale Verschiebungsflächen (H) mit einer geneigten Verschiebungsfläche (G) im Braunjura α; Ziegeleigrube Heiningen.

Bild 7: Kleine horizontale Verschiebungen von Kluftflächen im Braunjura α. Ziegeleigrube Aalen (vgl. Abbildung 33).

T A F E L VII

Bild 1: Stärkere Durchfeuchtung im Schnittpunkt auseinanderstrebender Bewegungsrichtungen mehrerer Schichtkomplexe. Braunjura α, Heiningen (Maßstab = 2 m).

Bild 2: An tonig-mergeligen Zwischenlagen mehrfach abgesetzte Hauptkluft in einem Kalksteinbruch in den Oberen Nodosusschichten westlich Schwäbisch Hall (Meßtischblatt Nr. 6824, Hall, r 35 52,80 h 54 41,72).

Bild 3: An horizontaler Fläche versetzte Klüfte im Mergelstein der Unteren Bunten Estherienschichten bei Weilimdorf (Meßtischblatt Nr. 7120, Stuttgart-NW, r 35 09,62 h 54 08,82). Die horizontale Verschiebungsbahn und die an ihr versetzten senkrechten und schräg verlaufenden Klüfte sind mit Quadraten und Dreiecken markiert.

Bild 4: Horizontal versetzte Haupt- und Nebenkluft in den Oberen Nodosusschichten (siehe Bild 2).

Bild 5 und 6: Flach einfallende Bruchflächen mit horizontal ausgerichteten Einengungsspuren in einem Kalksteinbruch in den Unteren Nodosusschichten bei Bissingen/Enz (Meßtischblatt Nr. 7020, Bietigheim, r 35 08,12 h 54 23,48).

Tafel VII

2

3

1

4

5

6

L E B E N S L A U F

Ich wurde am 8. Januar 1937 in Stuttgart geboren als Sohn des Regierungsbaudirektors Eugen Wallrauch und seiner Ehefrau Anne, geb. Dürr.

Die beiden ersten Grundschulklassen absolvierte ich 1943 und 1944 in Ludwigsburg, die dritte und vierte Klasse nach Kriegsende in Schwäbisch Hall.

Bis 1951 war ich Schüler am dortigen Gymnasium bei St. Michael und danach, bis zur Reifeprüfung im Frühjahr 1956, am Ulrich von Hutten Gymnasium in Korntal.

Nach einer einjährigen Tätigkeit als Baupraktikant begann ich im Sommersemester 1957 an der Universität Tübingen mit dem Geologiestudium. Im Februar 1960 legte ich die Diplomvorprüfung und im Februar 1963 die Diplomhauptprüfung ab. Die vorliegenden Untersuchungen über "Verwitterung und Entspannung bei überkonsolidierten tonig-schluffigen Gesteinen Südwestdeutschlands" nahm ich anschließend unter der Anleitung von Prof. Dr.G. Einsele am Geologischen Institut der Universität Tübingen in Angriff. Diese Arbeiten wurden unterbrochen durch eine Beschäftigung als wissenschaftlicher Angestellter an der Forschungs- und Materialprüfungsanstalt der Universität Stuttgart von August 1965 bis April 1967 und durch beratende Tätigkeit bei Baugrundfragen.

Meine akademischen Lehrer in den geologischen Fächern waren die Herren Professoren

G. Einsele, A. Eisenack, W.v.Engelhardt, W. Hiller, H. Hölder, O.H.Schindewolf, R. Schönenberg, E. Seibold, A. Seilacher und G. Wagner.